



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

**Determinación del tensor de momento sísmico para
grandes sismos en el Perú desde 1997 – 2017**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciada en Física

AUTOR

Roxana Lidia ÑAUPAS MENESES

ASESOR

Mg. César Omar JIMÉNEZ TINTAYA

Lima, Perú

2018



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Ñaupas, R. (2018). *Determinación del tensor de momento sísmico para grandes sismos en el Perú desde 1997 – 2017*. Tesis para optar el título profesional de Licenciada en Física. Escuela Profesional de Física, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

HOJA DE METADATOS COMPLEMENTARIOS

Código ORCID del autor	“__”
DNI o pasaporte del autor	44048255
Código ORCID del asesor	0000-0002-3671-4748
DNI o pasaporte del asesor	08677351
Grupo de investigación	“__”
Agencia financiadora	“__”
Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación	Lugar: Perú y zonas fronterizas. Coordenadas geográficas: Latitud: desde 0.00 hasta -18.87 Longitud: desde -65.00 hasta -86.35
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2017 - 2018
Disciplinas OCDE	Geociencias, Multidisciplinar http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01

Nota: tomar en cuenta la forma de llenado según las precisiones colocas en la web.

https://sisbib.unmsm.edu.pe/archivos/documentos/recepcion_investigacion/Hoja%20de%20metadatos%20complementarios_30junio.pdf



Mg. César Omar Jiménez Tintaya
Director (e) de la E.P. de Física



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú, Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADA EN FÍSICA**

Siendo las 18:00 horas del viernes 09 de noviembre del 2018, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Dr. Raúl Félix Carita Montero (Presidente), el Lic. Luis Vilcapoma Lázaro (Miembro), el Mg. César Omar Jiménez Tintaya (Asesor) y, el Lic. Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, de la Bachiller:

ROXANA LIDIA ÑAUPAS MENESES

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó a la Bachiller Roxana Lidia Ñaupas Meneses a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulada: "Determinación del tensor de momento sísmico para grandes sismos en el Perú desde 1997 - 2017".

Concluida la exposición de la candidata y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó a la Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Dr. Raúl Félix Carita Montero, invitó a la candidata y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

Muy bueno

(MENCIÓN)

17

(NÚMERO)

Diecisiete

(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciada en Física a la Bachiller Roxana Lidia Ñaupas Meneses. Siendo las... *19:10* ... Horas, se levanta la Sesión.

[Firma]
Dr. Raúl Félix Carita Montero
PRESIDENTE

[Firma]
Lic. Luis Vilcapoma Lázaro
MIEMBRO

[Firma]
Mg. César Omar Jiménez Tintaya
ASESOR

[Firma]
Lic. Miguel Saavedra Juan de Dios
SUPLENTE

Dedicatoria

A mi mamá que me apoyó y alentó hasta los últimos días de su vida para culminar mi carrera.

Agradecimientos

Mi agradecimiento en especial a mi Asesor de Tesis el profesor Mg. César Jiménez Tintaya, sin su apoyo no podría haber realizado esta tesis; gracias por alentarme a continuar y a culminar mi tesis, profesor.

Agradezco también a mi mamá Sofía Meneses Gonzáles, por alentarme a salir adelante, por ser mi ejemplo en la vida y por demostrarme que con esfuerzo y honestidad se hace grandes cosas. De igual manera agradezco a mi esposo Luis Alfredo por su apoyo incondicional, gracias por tener fe en mí y por alentarme siempre a continuar. También mi agradecimiento a mi hermano Julio César y mi papá Julio por su cariño y apoyo.

ÍNDICE GENERAL

Agradecimientos	iv
Lista de figuras	xi
Lista de tablas	xiii
Resumen	xiv
1. Introducción:	1
1.1. Antecedentes:	1
1.2. Objetivos de la Tesis:	2
1.3. Planteo del Problema:	3
1.4. Área de estudio:	3
1.5. Esquema general de la tesis:	4
2. Marco Teórico:	8
2.1. Tectónica del Perú:	8
2.1.1. Elementos tectónicos de la Placa de Nazca:	9
2.1.2. Zona de transición: Océano - Continente:	11
2.1.3. Estructuras de la Placa Suramericana:	12
2.2. Sismicidad histórica del Perú:	13
2.3. Sismicidad del Perú:	19
2.3.1. Focos sísmicos de profundidad superficial ($h \leq 60$ km)	20
2.3.2. Focos sísmicos de profundidad intermedia ($60 < h \leq 300$ km):	21
2.3.3. Focos sísmicos de mayor profundidad ($h > 300$ km):	22
2.4. Distribución de la sismicidad del Perú según su profundidad:	24
2.4.1. Perfil del Norte del Perú:	25

2.4.2.	Perfil del Centro del Perú:	25
2.4.3.	Perfil del Sur del Perú:	27
2.5.	Lagunas sísmicas o Gaps sísmicos:	27
2.6.	Mecanismo Focal:	30
2.6.1.	Método de las polaridades de la onda P:	30
2.6.2.	Tensor de Momento Sísmico:	35
2.7.	Modelo de fuente sísmica puntual:	36
2.8.	Cálculo del Tensor de momento sísmico (M):	37
2.8.1.	Determinación de las componentes del tensor de momento sísmico:	39
2.8.2.	Doble cupla de fuerzas:	43
2.9.	Determinación de la geometría de la falla sísmica desde el tensor de momento sísmico, a partir de sus autovalores y autovectores:	46
3.	Metodología:	49
3.1.	Casos de estudio: 25 sismos	49
3.2.	Análisis sísmico:	53
3.2.1.	Sismicidad Superficial	53
3.2.2.	Sismicidad Intermedia	56
3.2.3.	Sismicidad Profunda	60
3.3.	Cálculo del Tensor de Momento Sísmico para los 25 sismos:	62
3.3.1.	Tensor de Momento Sísmico de los sismos superficiales:	63
3.3.2.	Tensor de Momento Sísmico de los sismos intermedios:	64
3.3.3.	Tensor de Momento Sísmico de los sismos profundos:	66
3.4.	Cálculo de los Autovectores y Autovalores:	67
3.4.1.	Autovectores y autovalores de los sismos superficiales:	68
3.4.2.	Autovectores y autovalores de los sismos intermedios:	70
3.4.3.	Autovectores y autovalores de los sismos profundos:	72
4.	Interpretación y Resultados:	74
4.1.	Tipos de fallas correspondiente a los mecanismos focales:	74
4.2.	Orientación de la fuente sísmica y de los esfuerzos principales (E. P):	75

5. Conclusiones:	96
Anexos	100
A. Anexo: Programa - Algoritmo numérico	101
B. Anexo: Funciones de Green	104
C. Anexo: Funciones de Green y el Tensor de momento sísmico	106
D. Anexo: Centroide del Tensor de momento sísmico	108
Referencias	109

LISTA DE FIGURAS

1.1. Mapa del área de estudio de esta tesis: Perú y zonas fronterizas.	4
2.1. Estructuras tectónicas del borde occidental del Perú y su continente.	9
2.2. Distribución espacial (a lo largo del Perú) y temporal (en años) actuali- zada de los grandes terremotos de subducción en el Perú de $M_w \geq 7.5$, generadas en la interplaca desde el siglo XVI. Donde MFZ es la zona de fractura de Mendaña, la cual delimita los segmentos de subducción del norte y centro del Perú y NR es la dorsal de Nazca, la cual delimita el centro y sur del Perú. Además las longitudes de ruptura se representan en km mediante líneas grises (las históricas), las rojas (las recientes) y las celestes (de sismos que tuvieron valores mayores a lo esperado). Los triángulos celestes indican si el evento generó tsunami (Villegas et al., 2016).	18
2.3. Sismicidad del Perú para el periodo 1973-2017 de $M_w > 5.0$. Fuente: USGS (2017). Las líneas negras representan los perfiles de corte.	20
2.4. Sismicidad de fuentes superficiales para el periodo 1973 - 2017 de $M_w >$ 5.0. Fuente: USGS (2017).	22
2.5. Sismicidad de fuentes intermedios para el periodo 1973-2017 de $M_w >$ 5.0. Fuente: USGS (2017).	23
2.6. Sismicidad de fuentes profundas para el periodo 1973-2017 de $M_w > 5.0$. Fuente: USGS (2017).	24
2.7. Perfiles verticales de la topografía y sismicidad del Norte (a), Centro (b) y Sur(c) del Perú para el periodo 1973 - 2017 de $M_w > 5.0$. La flecha negra indica la posición de la costa y la proyección de los perfiles verticales se encuentran en la figura 2.3.	26

2.8. Gaps sísmicos en el borde Oeste del Perú y en el norte de Chile, los cuales están representados por elipses de color rojo, cuyas dimensiones es de acuerdo a su tamaño relativo (Ocola, 2008 y Jiménez, 2010).	29
2.9. Ondas de cuerpo y ondas superficiales (http://www.lis.ucr.ac.cr/7 , acceso: febrero 2018)	31
2.10. Primer movimiento de la onda P al llegar a las estaciones, según su aproximación o alejamiento a ellas.	31
2.11. Cuadrantes de compresión y dilatación del primer movimiento de la onda P.	32
2.12. a) Medida del ángulo de incidencia i (takeoff) y b) Medida del ángulo azimut (ϕ). Suetsugu, 1995.	33
2.13. a) Representación estereográfica del primer movimiento de la onda P y b) División de los cuatro cuadrantes por el trazado de los planos nodales. . .	34
2.14. Correspondencia de las cuatro fallas sísmicas principales con la representación de los mecanismos focales, the beach balls (Bufo, 1985).	34
2.15. Representación de los ejes de esfuerzos principales P y T.	35
2.16. a) Cupla de fuerzas, b) dipolo de fuerzas y c) doble cupla de fuerzas (Shearer, 2009).	38
2.17. Las 9 cuplas (y/o dipolos) de fuerzas que componen la matriz del tensor de momento sísmico (\mathbf{M}), Suetsugu (1995).	39
2.18. Representación de los ángulos del plano de ruptura de un sismo (Stein y Wyss, 2003).	41
2.19. La doble cupla de fuerzas y su sistema de ejes equivalentes (P, eje de compresión máxima y T, eje de compresión mínima) (Udías, Madariaga y Bufo, 2014).	43
2.20. Doble cupla de fuerzas que representaría a una falla sísmica (Stein y Wyss, 2003).	44
2.21. La representación del tensor de momento sísmico y el patrón de radiación para cada falla sería el mismo debido a la simetría de \mathbf{M} (Shearer, 2009). .	45

3.1.	Sismicidad del Perú para el periodo 1997-2017, de $M_w \geq 6.5$. IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology (2017). Recuperado el 20 de enero de 2017, de http://ds.iris.edu/wilber3	50
4.1.	Mecanismos focales de la sismicidad del Perú para el periodo 1997-2017 de $M_w \geq 6.5$. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	75
4.2.	Mapa 1. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. Global CMT Catalog Search (2017). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	81
4.3.	Mapa 2. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales del terremoto de Arequipa del 23 de junio del 2001 (sismo 6) y de sus tres réplicas principales (sismo 7, sismo 8 y sismo 9). CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	83
4.4.	Mapa 3. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	85
4.5.	Mapa 4. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	87
4.6.	Mapa 5. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	90
4.7.	Mapa 6. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de http://www.globalcmt.org/	92
4.8.	Mapa 7. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales de los 8 sismos superficiales de esta tesis. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor)	93

4.9. Mapa 8. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor)	94
4.10. Mapa 9. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales de los 8 sismos de foco profundo de esta tesis. CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor)	95

LISTA DE TABLAS

3.1. Parámetros hipocentrales de los 25 sismos de $M_w \geq 6.5$ ocurridos en el Perú y zonas fronterizas desde 1997 a 2017, según Iris (2017).	51
3.2. Ángulos que definen la geometría del plano de ruptura de los 25 sismos de $M_w \geq 6.5$ ocurridos en el Perú y zonas fronterizas desde 1997 a 2017, según Iris y CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor) en tiempo local.	52
3.3. Cuadro resumen: Sismos superficiales. Según Iris (2017) en tiempo local.	54
3.4. Cuadro resumen: Sismicidad intermedia. Según Iris (2017) en tiempo local.	57
3.5. Cuadro resumen: Sismicidad profunda. Según Iris (2017) en tiempo local.	60
3.6. Tensores de momento sísmico de los 8 sismos de foco superficial de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroit Moment Tensor, 2017).	63
3.7. a) Tensores de momento sísmico de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroit Moment Tensor, 2017).	64
3.8. b) Tensores de momento sísmico de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroit Moment Tensor, 2017).	65
3.9. Tensores de momento sísmico de los 8 sismos de foco profundo de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroit Moment Tensor, 2017).	66
3.10. Cuadro resumen: Parámetros hipocentrales de los sismos de foco superficial, según Iris (2017) y la base datos de CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor), 2017.	68

3.11. Matrices de autovectores y autovalores de los 8 sismos de foco superficial de esta tesis.	69
3.12. Cuadro resumen: Parámetros hipocentrales de los sismos de foco intermedio, según Iris (2017) y la base datos de CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor), 2017.	70
3.13. Matrices de autovectores y autovalores de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis.	71
3.14. Cuadro resumen: Parámetros hipocentrales de los sismos de foco profundo, según Iris (2017) y la base datos de CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor), 2017.	72
3.15. Matrices de autovectores y autovalores de los 8 sismos de foco profundo de esta tesis.	73
4.1. Tipos de fallas que corresponden a los mecanismos focales según su ángulo de deslizamiento (rake) λ , Miller (2014).	76
4.2. Cuadro Resumen: Los esfuerzos principales (E. P.) de los 8 sismos de foco superficial son de tipo compresivo (P) y de fallas inversas.	77
4.3. Cuadro Resumen: Los esfuerzos principales (E. P.) de los sismos de foco intermedio son de tipo extensivo (T), de fallas normales; excepto el sismo 3, cuyo esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y de falla es inversa.	78
4.4. Cuadro Resumen: Los esfuerzos principales (E. P.) de los sismos de foco profundo son de tipo extensivo (T), de fallas normales; excepto el sismo 19, cuyo esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y de falla inversa.	79
4.5. Cuadro resumen. Mapa 1	79
4.6. Cuadro resumen. Mapa 2	82
4.7. Cuadro resumen. Mapa 3	84
4.8. Cuadro resumen. Mapa 4	86
4.9. Cuadro resumen. Mapa 5	88
4.10. Cuadro resumen. Mapa 6.	91

Resumen

En esta tesis se estudió el campo de fuerzas que actúan en la fuente sísmica que se encuentra en un medio elástico, homogéneo e isotrópico, considerando el modelo de fuente puntual, cuyas dimensiones sean comparables con la longitud de onda de las radiaciones sísmicas que provienen de ella. El campo de fuerzas debe conservar el momentum y el momento angular para despreciar las aceleraciones y rotaciones en la fuente sísmica. Para tal fin se considera al campo de fuerzas como cuplas o dipolos de fuerzas que actúan en la fuente sísmica. Sin embargo, la condición de conservación del modelo de fuerzas fue bien definido mediante una doble cupla de fuerzas.

Además se representó el campo de acción de estas fuerzas en un sistema de coordenadas cartesiano XYZ, con el cual se definió las nueve componentes del tensor de momento sísmico (M). Por consiguiente se determinó el tensor de momento sísmico en el sistema de coordenadas XYZ que luego se transformó al sistema de coordenadas PBT, donde se obtuvo que éste solo tiene dos componentes, cuyas magnitudes dependen de su momento sísmico escalar (M_0) y además representarían a dos dipolos de fuerzas (esto se obtuvo para los 25 sismos de estudio de esta tesis). Los autovalores (V) y autovectores (U) del tensor de momento sísmico proporcionaron esta información.

En la transformación del sistema de coordenadas del tensor de momento sísmico, también generó a su vez su matriz de autovectores (U), con el que se dedujo las orientaciones de los esfuerzos principales P, T y B, y se interpretó el proceso de deformación y la geodinámica que se dio en la zona del sismo.

Asimismo se describió el mecanismo focal de cada sismo, la orientación de sus planos nodales y el tipo de falla de cada sismo, el cual se realizó a partir de su ángulo de deslizamiento λ del plano de ruptura.

Capítulo 1

Introducción:

1.1. Antecedentes:

La zona de convergencia de las placas de Nazca y Suramericana en el occidente de América del Sur es una de las regiones de mayor actividad sísmica en la Tierra, y por tanto es la causante de la constante actividad sísmica en la región del Perú. En nuestro país esta actividad sísmica ha sido materia de estudio de forma continua desde hace muchos años, debido a su afluencia; lo mucho o poco que se conoce ha sido obtenido mediante el registro en las estaciones de las radiaciones de las ondas sísmicas provenientes de las fuentes sísmicas, con lo que muchos autores han podido comprender y describir la geodinámica que se da en la región de ruptura del sismo, asimismo de su efectos en la superficie de la Tierra. Esta descripción ha sido posible hacer mediante la determinación de su mecanismo focal, cuyo parámetro es de mucha importancia para poder describir la cinemática y la dinámica en el plano de ruptura.

Varios investigadores asumen que no es suficiente conocer los deslizamientos en el plano de ruptura o el tipo de falla sino también estudiar el campo de fuerzas que la generaron, conocer su relación; esta es la razón por la que introdujeron en sus estudios la determinación del tensor de momento sísmico para determinar los mecanismos focales, y de este modo caracterizar toda la información acerca de la fuente sísmica.

Rueda (2006): En su trabajo de tesis doctoral “Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos. Aplicación a la región suroeste de Europa - Norte de África”, capítulo 6, detalla a las distintas instituciones y orga-

nismos de California, Japón, Alemania, Italia y España que calcularon el TMS (tensor de momento sísmico). Además en este capítulo menciona la implementación y el desarrollo de los procesos que permiten determinar las características de la fuente sísmica mediante el cálculo del TMS en tiempo real, la cual es de suma importancia para la discriminación de señales sísmicas.

Vila (2014): En su trabajo de tesis “Determinación 3D de la geometría de la placa de Nazca en el Perú y análisis del estado de esfuerzos”, analizó las orientaciones de los esfuerzos de compresión y tensión, y las deformaciones que éstas originan en la placa de Nazca, para diferentes profundidades, a partir de la determinación del tensor de momento sísmico.

Piñero (2017): En su trabajo de tesis “Interpretación estructural del sistema de fallas de Boconó a partir de una secuencia sísmica en Lagunillas”, determinó los parámetros de mecanismo focal de los 16 eventos que fueron parte de su estudio. Esto lo realizó mediante dos métodos: primero por el método de inversión del tensor de momento sísmico (ISOLA) y el segundo por el método de las polaridades del primer movimiento de la onda P (FUNVISIS).

Jiménez et al. (2018): En el trabajo “Características de la fuente del doblete sísmico de foco profundo de Perú de 2015”, estimaron los tensores de momento sísmico para cada evento del doblete sísmico, considerando el modelo de doble par de fuerzas que actúa en la región de la fuente sísmica; a partir de la determinación de los parámetros de sus mecanismos focales.

Actualmente en el Perú se conoce 3 principales fuentes sismogénicas, donde cada una de ellas a través del tiempo ha ido generando sismos de diferentes magnitudes y de diferentes profundidades y la clasificación de estos sismos ha sido realizada por el Instituto Geofísico del Perú mediante un mapa sísmico del territorio peruano.

1.2. Objetivos de la Tesis:

Los objetivos principales de la tesis son:

1. Determinar los tensores de momento sísmico de los 25 sismos de estudio de la tesis, a partir de sus mecanismos focales.

2. Determinar los autovalores y autovectores de los 25 sismos de estudio de la tesis, a partir de sus tensores de momento sísmico.
3. Determinar las orientaciones de los esfuerzos principales que actúan en cada una de las fuentes de los 25 sismos de estudio de la tesis, a partir de sus autovectores.

1.3. Planteo del Problema:

En una fuente sísmica los esfuerzos generados por las fuerzas que actúan en ella, están continuamente actuando en diferentes direcciones, generando deformación y acumulación de energía elástica durante un cierto periodo de tiempo hasta que la conservación del equilibrio mecánico cesa y la energía elástica acumulada se libera, una parte de ella en forma de calor y la otra en forma de vibraciones del subsuelo mediante la propagación de las ondas sísmicas. Por tanto, para plantear el problema de esta tesis se considerará a la fuente sísmica de tamaño puntual, cuyas dimensiones, según Shearer (2009) deben ser comparadas con la longitud de las ondas sísmicas; de tal manera que los esfuerzos se proyecten en un sistema de coordenadas cartesiano. Por consiguiente, el problema principal de esta tesis es estudiar la dinámica que se da en la fuente sísmica puntual donde se considera la conservación del momentum y el momento angular de todas las fuerzas que actúan en ella, de tal manera que se desprecia cualquier tipo de aceleración y movimiento rotacional en la vecindad de la fuente sísmica. Para tal fin se determinará el tensor de momento sísmico (M) y mediante su matriz de autovectores se determinará la orientación espacial de los esfuerzos principales, los esfuerzos de compresión (P) y/o extensión (T) que actúa en la fuente, a su vez se describirá el mecanismo focal de la fuente sísmica y finalmente se interpretará el proceso de deformación que se dio en el plano de ruptura de la fuente sísmica.

1.4. Área de estudio:

El área de estudio de esta tesis se encuentra localizado en el Perú y en sus zonas fronterizas, entre las coordenadas geográficas: 0.00° hasta -18.87° de latitud y desde -65.00° hasta -86.35° de longitud, el cual se representa en la figura 1.1.

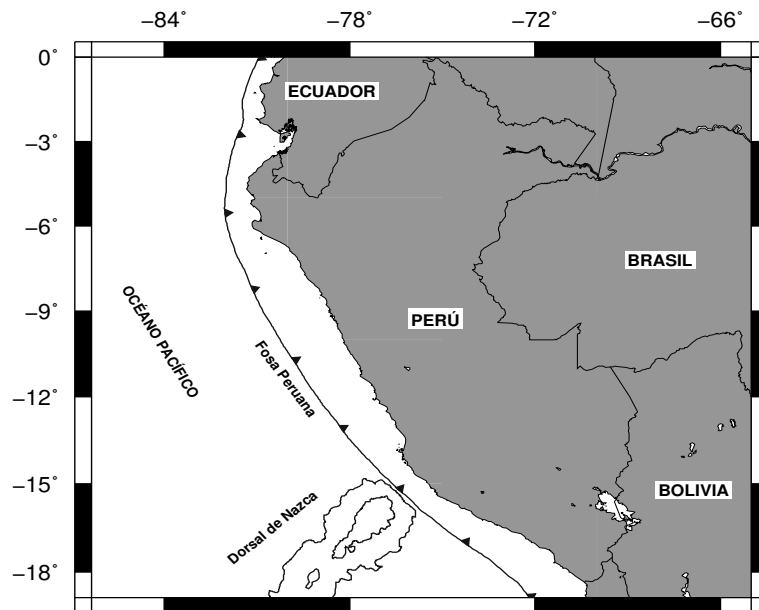


Figura 1.1: Mapa del área de estudio de esta tesis: Perú y zonas fronterizas.

1.5. Esquema general de la tesis:

- **Primer Capítulo:** Este capítulo está dividido en cinco secciones, aquí se encuentra la introducción de esta tesis.
 - En la primera sección se encuentra los antecedentes en el cual se enumera los trabajos realizados por otros autores que anteceden a esta tesis.
 - En la segunda sección se plantea los objetivos principales de esta tesis.
 - En la tercera sección se plantea el problema de estudio de esta tesis.
 - En la cuarta sección se establece las coordenadas geográficas del área estudio de esta tesis.
 - En la quinta sección se realiza un breve resumen de cada capítulo de esta tesis dentro del esquema general.
- **Segundo capítulo:** Este capítulo se encuentra dividido en nueve secciones, aquí se describe el marco teórico de esta tesis.
 - En la primera sección se describe la tectónica del Perú, el origen de su formación y los elementos tectónicos de la placa de Nazca y Suramericana, y la

zona de transición del océano y el continente.

- En la segunda sección se describe la sismicidad histórica del Perú desde el siglo XVI.
 - En la tercera sección se describe las fuentes de la actividad sísmica en el Perú y la incidencia de los focos de profundidad superficial, intermedia y profunda en el Perú y sus fronteras desde 1973.
 - En la cuarta sección se describe la distribución de los focos sísmicos según su profundidad, los cuales fueron tomados perpendiculares a la fosa marina dentro de las regiones norte, centro y sur.
 - En la quinta sección se describe las lagunas sísmicas que existen en el Perú actualmente.
 - En la sexta sección se describe la importancia de la determinación del mecanismo focal de un sismo y los métodos para determinarla, el método de polaridades de la onda P y del tensor de momento sísmico.
 - En la séptima sección se describe el modelo de la fuente sísmica puntual, el cual es relevante para el estudio de esta tesis.
 - En la octava sección se describe las cuplas o dipolos de fuerzas que conforman el tensor de momento sísmico y la definición matemática de sus componentes. Además se describe la doble cupla de fuerzas que representa a una fuente sísmica.
 - En la novena sección se define el autovalor asociado al autovector del tensor de momento sísmico, además se realiza la transformación de coordenadas XYZ a TBP del tensor de momento sísmico.
- **Tercer capítulo:** Este capítulo se encuentra dividido en cuatro secciones, aquí se describe la metodología de estudio de los 25 sismos de estudio de esta tesis.
- En la primera sección se encuentra los 25 sismos de estudio de esta tesis representados en un mapa; y sus parámetros hipocentrales y ángulos del plano de ruptura representados en tablas.

- En la segunda sección se describe el análisis sísmico de cada uno de los 25 sismos.
 - En la tercera sección se encuentran los tensores de momento sísmico normalizados de cada uno de los 25 sismos.
 - En la cuarta sección se encuentran las matrices de autovalores y autovectores de cada uno de los 25 sismos.
- **Cuarto capítulo:** Este capítulo se encuentra dividido en dos secciones, aquí se encuentran las interpretaciones y resultados de esta tesis.
- En la primera sección se define el tipo de falla correspondiente a los mecanismos focales, según la medida de su ángulo de ruptura rake”.
 - En la segunda sección se representan los tipos de esfuerzos principales que actúan en cada mecanismo focal de los 25 sismos. Además se describe el tipo de falla de sus mecanismos focales y las orientaciones de sus planos nodales y esfuerzos principales.
- **Quinto capítulo:** En este capítulo se describe las conclusiones de esta tesis.
- **Anexo A:** En esta sección de la tesis se complementa con el algoritmo numérico que se desarrolló en el programa de MATLAB para determinar la matriz de \hat{n} (vector normal al plano de ruptura), la matriz de \hat{d} (vector de deslizamiento del techo sobre el plano de ruptura), el tensor de momento sísmico normalizado a M_0 , la matriz autovector (U) y la matriz autovalor (V) de un evento sísmico.
- **Anexo B:** En esta sección se complementa con la descripción de la función de Green como representación del desplazamiento generado por la acción de una fuerza unitaria en la fuente sísmica y el cual es medido por un cierto receptor (estación).
- **Anexo C:** En esta sección se describe la relación lineal entre las componentes del tensor de momento sísmico con el desplazamiento generado por una cupla de fuerzas, el cual envuelve las derivadas espaciales de la función de Green.

- **Anexo D:** En esta sección se describe el centroide del tensor de momento sísmico, cuya posición sería la mejor aproximación de la ubicación espacial de la fuente puntual y el cual no correspondería con el hipocentro donde inicia la ruptura de un evento sísmico.

Capítulo 2

Marco Teórico:

2.1. Tectónica del Perú:

Producto de la subducción de la placa de Nazca (oceánica) debajo de la placa Suramericana (continental) es que se forma la cordillera de los andes, que se encuentra específicamente en el borde oeste de la placa Continental. Su deformación progresiva es el resultado de la aplicación de varias fases tectónicas a través del tiempo, estos mediante la acción de los diferentes esfuerzos tectónicos que se dieron en la zona litosférica comprendida entre la Fosa Peruana - Chilena al Oeste y el Escudo Brasileño al Este, espacio que conforma la deformación andina (Vela, 2009).

Actualmente la base de la litósfera en la raíz de los Andes presenta una estructura arqueada cóncava, deformada por efectos de la aplicación de esfuerzos tectónicos progresivos y por su propio peso litosférico (Vela, 2009).

Geográficamente la cordillera de los Andes se localiza en la región occidental de América del Sur, y se extiende desde Venezuela hasta el Sur de Chile llegando hasta Argentina, cubriendo una longitud de 7000 km, con una anchura que oscila entre los 250 km en la región Central del Perú y 500 km en el límite entre Perú, Chile y Bolivia. Está formada por una cadena de montañas y volcanes muy activos, los cuales se distribuyen paralelos al margen de subducción y frente a las costas del occidente de Sudamérica.

En la figura 2.1 de Oeste a Este se puede identificar las siguientes estructuras tectónicas formadas en la evolución de la geodinámica del Perú.

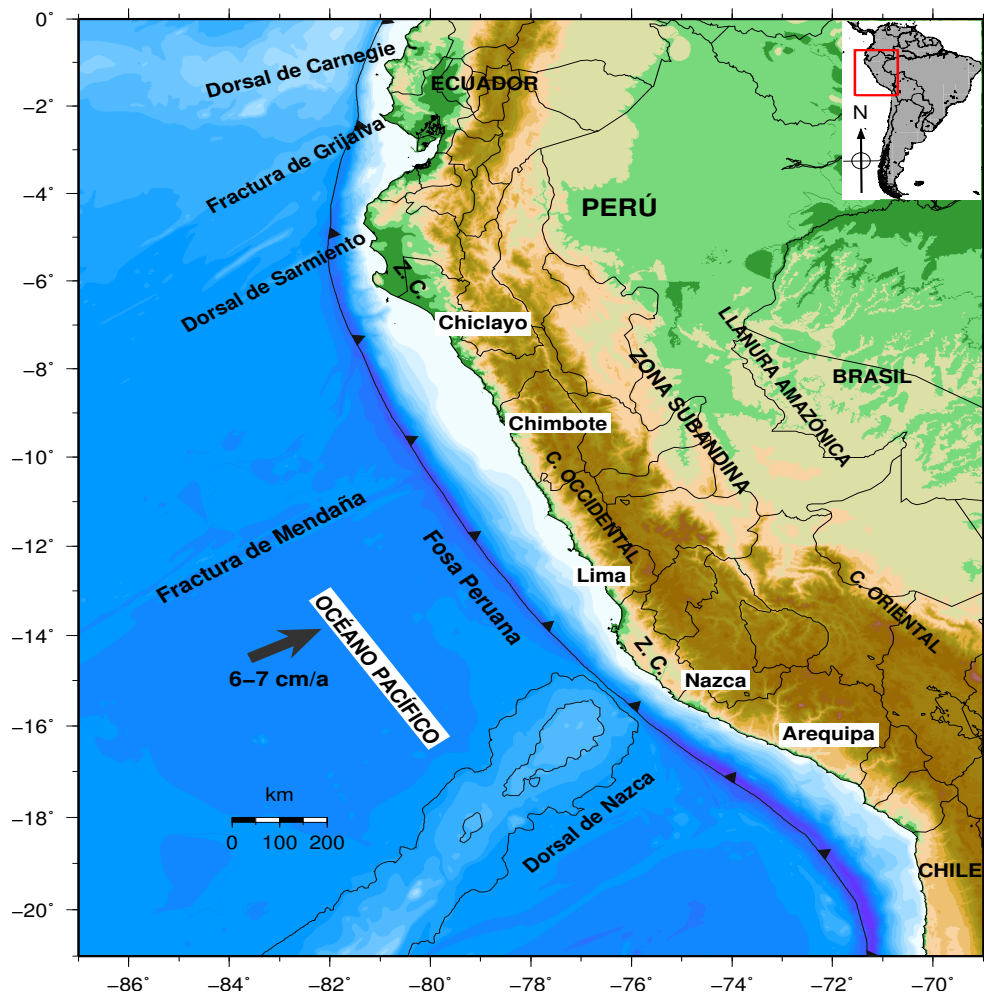


Figura 2.1: Estructuras tectónicas del borde occidental del Perú y su continente.

2.1.1. Elementos tectónicos de la Placa de Nazca:

La placa de Nazca presenta una geometría heterogénea, subhorizontal en las regiones norte y centro del Perú y normal en la región sur. Sobre su superficie se encuentran las Dorsales de Nazca, Carnegie, Sarmiento y Alvarado, las fracturas de Mendaña, Nazca, Virú y Grijalva; además de la depresión submarina de Trujillo y la fosa peruana-chilena. Su heterogeneidad aporta al comportamiento geodinámico presente en Perú (figura 2.1).

Dorsal de Nazca:

Es una cordillera oceánica asimétrica, donde la forma que ha adoptado se debe a los procesos geodinámicos que suceden en ella; tiene por ubicación el extremo NO de la

región Sur del Perú con una orientación NE - SO (entre 15° y 24° Sur) y perpendicular a la línea de la fosa peruana. Su extremo NE se ubica al frente del departamento de Ica a una distancia de 50 km de la línea de la fosa (Tavera y Bernal, 2005). Además posee un ancho de 200 km, el cual disminuye hacia el SO, su altitud promedio es de 2000 m sobre la superficie oceánica y tiene una longitud de 1100 km aproximadamente (Uribe, 2008). El ancho y la altitud de esta cordillera disminuyen considerablemente en dirección SO y cotas menores a los 2000 m se consideran que ya subducieron bajo la placa Suramericana (Sebrier et al., 1985).

Dorsal de Sarmiento y Alvarado:

Se encuentran al norte del Perú frente a las costas de Piura, ambas son dorsales volcánicas paralelas entre sí y tiene de 1 a 2 km de alto y 400 km de longitud, con una orientación de NE. Se encuentran al SE de la fractura de Grijalva a 150 y 250 km de distancia respectivamente (Castillo and Lonsdale, 2004).

Fractura de Mendaña:

Es una falla de la corteza oceánica que se localiza en el extremo NO de la región central del Perú frente al departamento de Ancash (10° - 12° de latitud Sur) (Tavera y Bernal, 2002). Tiene una orientación N 70° E y se desarrolló hace 3.5 a 4 Ma (Heinbockel, 2002); además su dirección es perpendicular a la línea de la fosa peruana, su ancho es alrededor de 80 km y se encuentra a una distancia de 180 km de la línea de la fosa marina (Tavera y Bernal, 2002).

La zona de fractura de Mendaña se propaga hacia el Oeste a una rapidez de 2 cm/año con respecto a la fosa del Perú y se ensancha hacia la zona de subducción. Donde la subducción en el área de Chimbote conduce de manera significativa a la deformación intraplaca y altera la morfología de la subducción corteza oceánica (Heinbockel, 2002).

Fractura de Nazca:

Es una falla de la corteza oceánica que se ubica frente al departamento de Arequipa, se alinea en dirección paralela al NE-SO, y tiene una orientación perpendicular a la línea de la fosa peruana. Se encuentra a 250 km de la Dorsal de Nazca en su punto más Oeste,

cercano a la línea de fosa y a 25 km en su punto más cercano, alcanza 700 m sobre el nivel de la corteza oceánica con profundidades de 300 m. La Dorsal y la Fractura están separadas por un área escarpada hacia el SO (Robinson et al., 2006).

Fractura de Virú:

Es uno de los rasgos geomorfológicos más importantes de la placa de Nazca (Heinbockel, 2002), se localiza de forma paralela a la fractura de Mendaña a 110 km más al norte, donde la depresión de Trujillo se une a una falla de tipo inversa de orientación N 15° E, la cual conecta la fractura de Virú con la fosa peruana (Kranbenoft et al., 2004).

Depresión submarina de Trujillo:

Se caracteriza por ser una superficie bastante accidentada y áspera, su estructura es de tipo graben. Tiene una orientación N 30° E, un ancho de 5 km y una altura de 500 m aproximadamente. Presenta una longitud de 270 km y se encuentra en subducción debajo de la placa Suramericana a 7.5° S y junto con ella la fractura de Virú (Kranbenoft et al., 2004).

2.1.2. Zona de transición: Océano - Continente:

Fosa Peruana:

Es la línea que delimita el inicio de la zona de subducción de la placa de Nazca y la placa Suramericana y es conocida como la trinchera de América del Sur. Se extiende continuamente a través de varios kilómetros desde Colombia hasta Chile y está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas preexistentes. Frente a la costa del Perú presenta profundidades máximas de hasta 6000 m en la región Norte - Sur, y en la región Centro es del orden de los 5000 m. La fosa peruana presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región Sur de Perú. El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca (Tavera y Bernal, 2005).

2.1.3. Estructuras de la Placa Suramericana:

Es una gran placa que ocupa la mitad del continente y gran parte del océano Atlántico Sur. Limita al Este con la cordillera de los Andes y al Oeste con la dorsal Mesoatlántica de la placa Africana. Además es la placa que se encuentra por encima de la placa de Nazca debido al proceso de subducción.

Zona Costera (Z. C.):

Es una franja estrecha de aproximadamente 40 km de ancho que se extiende entre la línea de costa y el batolito costanero, de Norte a Sur. Presenta además una altura máxima de 700 m y está constituido en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. En la zona Sur, está formada por basamentos de rocas cristalinas fuertemente plegadas y sujetas a deformación desde el Precámbrico.

Cordillera Occidental:

Es la principal cadena montañosa de los Andes, de modo que constituye el batolito plutónico andino de mayor volumen y continuo que se extiende de Norte a Sur, desde Venezuela hasta Chile (Tavera y Bufo, 1998). Presenta una elevación promedio de 4500 m; en el norte del Perú tiene una altura de 4000 m, y es donde la Cordillera Occidental es más delgada; a la altura de los 5000 - 6000 m yace una cadena volcánica muy activa que corresponde al actual arco magmático, y el cual se encuentra entre los 16° S y 26° S (Sur del Perú y Norte de Chile)(Uribe, 2008). Esta cordillera aumenta notablemente su anchura en la región Sur del Perú.

Cordillera Oriental:

Su altura promedio es menos elevada que la Cordillera Occidental (3700 - 4000 m), principalmente corresponde a un extenso anticlinal formado por depósitos intrusivos del Precámbrico. Durante el Paleozoico se dio su formación, pasando por varias regeneraciones tectónicas durante el Mesozoico y el Cenozoico (Tavera y Bufo, 1998). Esta Cordillera se extiende de Norte a Sur paralela a la Cordillera Occidental con una orientación NO-SE; en la región Sur se curva de E-O en la latitud 14° S conocida como deflexión

de Abancay. Presenta un ancho de 100 km, en la zona norte aparentemente desaparece debido a la deflexión de Huancabamba (5° S) con algunos picos glaciares que están bajo los 6000 m (Uribe, 2008).

El Altiplano:

Se encuentra situada entre las Cordilleras Occidental y Oriental, tiene una extensión de 1500 km aproximadamente de Norte a Sur a partir de los $10^{\circ} 30'$ S hasta la puna de Argentina (27° S). Su ancho es de 100 km en la parte central y en la zona Sur va de 140 a 200 km (Uribe, 2008). En el Norte a los 10° S su ancho desaparece y las Cordilleras Occidental y Oriental solo están separadas por el valle Marañón (Heras, 2002). Además está formada por una serie de cuencas intramontañosas del Cenozoico que se prolongan hacia el altiplano boliviano (Tavera y Bufo, 1998).

Zona subandina:

Se encuentra limitada al Oeste con la Cordillera Oriental y al Este con la Llanura Amazónica, y pertenece al piedemonte amazónico de los Andes (Heras, 2002). Está formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y el Cenozoico, siendo fuertemente afectadas por pliegues de gran longitud de onda (Tavera y Bufo, 1998).

LLanura Amazónica:

Se encuentra limitada al Oeste con la zona Subandina, y se deposita sobre el Escudo brasileño formando extensas cuencas que presentan un relieve suave. Se caracteriza por poseer grandes ríos, numerosos lagos y lagunas, y está presente entre los 80 y 400 km de altura (Uribe, 2008).

2.2. Sismicidad histórica del Perú:

La historia de la actividad sísmica en el Perú se remonta desde el siglo XVI, en el antiguo Perú desde la época de la conquista española (Silgado, 1978) y el declive del imperio incaico.

Las consecuencias debido a los terremotos tales como la destrucción de viviendas, las pérdidas de vidas y otras observaciones, fueron relatadas en las crónicas de religiosos, en las narraciones de viajeros ilustres y en los reportes administrativos (Silgado, 1978). Junto a ellos también se encuentran los testimonios de los pobladores de ese entonces, que en la mayoría fue de la población europea (Dorbath et al., 1990), además de los escritos del Inca Garcilazo de la Vega en los *Comentarios Reales de los Incas* (1609), que en él data terremotos más antiguos, pero que tienen grandes imprecisiones en la ubicación geográfica y el tiempo (Dorbath et al., 1990).

Según Ocola (2010) estos escritos se datan desde la conquista española, el virreynato y el periodo republicano, además de las observaciones propias de Silgado (1978).

En la obra de Silgado, *Historia de los sismos notables ocurridos en el Perú desde 1513 - 1974* (1978), se encuentra los relatos más completos de la historia sísmica del Perú desde el siglo XVI hasta el siglo XX (Dorbath et al., 1990). Silgado (1978) menciona que debido a lo dilatado y agreste del territorio, la escasa densidad de la población, la falta de medios de comunicación, las preocupaciones de los conquistadores por su afianzamiento en estas nuevas tierras, sus luchas civiles, todo ello unido a lo rudimentario de los conocimientos científicos de la época, no permitieron llegar a mayor información ni confeccionar un catálogo sísmico geográfico que en la actualidad sí podemos contar gracias a él.

En 1990, Dorbath et al. reunió a los grandes terremotos históricos, interplaca, que ocurrieron en el Perú, los cuales debían cumplir los criterios de Sykes et al. (1981); seleccionó a los terremotos que cumplieran al menos con dos o más de ellos como: aquellos sismos que hayan generado, extremadamente, fuertes sacudidas, sismos que hayan generado daños extensos en dos o más localidades separadas, sismos cuyo tiempo de duración haya sido de un minuto a más, sismos que hayan generado un gran tsunami, sismos que hayan generado superficies de rupturas, sismos que hayan generado deslizamientos de tierra, y sismos cuyas réplicas hayan durado semanas a meses. Estos grandes terremotos se separaron en tres zonas, norte, centro y sur del Perú. Según Dorbath et al. (1990) la zona norte sería un área asísmica, la zona central sería muy compleja, ya que genera rupturas completas o de pequeños segmentos y largos periodos de silencio sísmico, en cambio en la zona sur sería más simple y regular, los sismos son más recurrentes y se daría en el orden de un siglo.

Según Dorbath et al. (1990), en 1619 en la zona norte ocurrió un inusual terremoto que destruyó Trujillo, su magnitud fue de $8.0 M_w$ y no registró tsunami. Para Villegas et al. (2016) los grandes terremotos de subducción reportados hasta el momento en el norte del Perú además de 1619, están los terremotos de: 1953 ($7.8 M_w$), 1959 ($7.5 M_w$), los cuales reportaron tsunamis de alturas locales mayores a 1m cerca de Tumbes y lugares aledaños incluido el sur del Ecuador, además los terremotos de 1960 ($7.6 M_w$) y 1996 ($7.5 M_w$), los cuales generaron tsunamis locales y sus características fueron mayores de los esperados respecto a sus valores iniciales de M_s (figura 2.2).

En la zona central, Dorbath et al. (1990) reunió a los siguientes grandes terremotos: el terremoto de 1586, cuya magnitud fue de $8.1 M_w$ y generó un tsunami de 5 m de altura; el terremoto de 1664 cuya magnitud fue de $7.5 M_w$, el cual sacudió la región sur de Lima y no generó tsunami; el terremoto de 1678 cuya magnitud fue de $8.0 M_w$, aunque éste está mal registrado, fue similar al terremoto de 1966. En 1687 se registró dos grandes terremotos separados por un día, el primero tuvo una magnitud de $8.4 M_w$ y fue uno de los sismos más fuertes que se dio en el centro del Perú, su longitud de ruptura fue de aproximadamente 350 km y generó un tsunami de altura local de 5 a 10 m y el segundo tuvo una magnitud de $8.0 M_w$ y se cree que fue un evento diferente al primero, el cual se originó en el sur del Perú. En 1746 se dio el gran terremoto que destruyó Lima, tuvo una magnitud de $8.6 M_w$, su longitud de ruptura fue de aproximadamente 350 km y generó un tsunami en el Callao con una altura local de 15 a 20 m, además se estimó que tuvo una intensidad de X - XI MM en Lima y Callao (Jiménez, 2015). Después de este terremoto siguió un largo periodo de quietud que duró casi dos siglos en la zona central del Perú, hasta que en 1940 se generó un terremoto en Lima de magnitud de $8.0 M_w$, el cual tuvo una longitud de ruptura de 180 km y generó un tsunami de altura local de 3 m, además se estimó que tuvo una intensidad de VII - VIII (MM) en Lima (Jiménez, 2015), y en 1942 se generó un terremoto de valores similares al anterior, cuya magnitud fue de $8.2 M_w$. El terremoto de 1966 tuvo una magnitud de $7.7 M_w$ y se originó en el norte-centro del Perú, su longitud de ruptura fue de 100 km y generó un tsunami de altura local de 2.6 m, donde su máxima intensidad en Lima fue de VIII (MM) (Jiménez, 2015). En 1974, frente a Lima se originó un terremoto de magnitud $7.9 M_w$, tuvo una longitud de ruptura de 140 km y generó un tsunami de altura local de 1.6 m.

En el 2007, en la zona sur de la región central del Perú se originó un sismo de magnitud de 8.0 M_w , fue también uno de los sismos que más daños ocasionó en el centro del Perú y su epicentro se localizó a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco (Jiménez, 2015). Sus réplicas se encontraron entre las áreas de ruptura de los sismos ocurridos en Lima en 1974 e Ica en 1996 (Tavera et al., 2007).

El sismo de 1970 en Ancash fue un sismo intraplaca de falla normal, cuyo origen se dio en el interior de la placa de subducción de Nazca, tuvo una magnitud de 7.8 M_L (Dorbath et al., 1990) y su epicentro se dio en el mar a 50 km al oeste de Chimbote, además su profundidad fue de aproximadamente 80 km. Este terremoto es considerado uno de los sismos más catastróficos producidos en el Perú en el siglo XX (Jiménez, 2015).

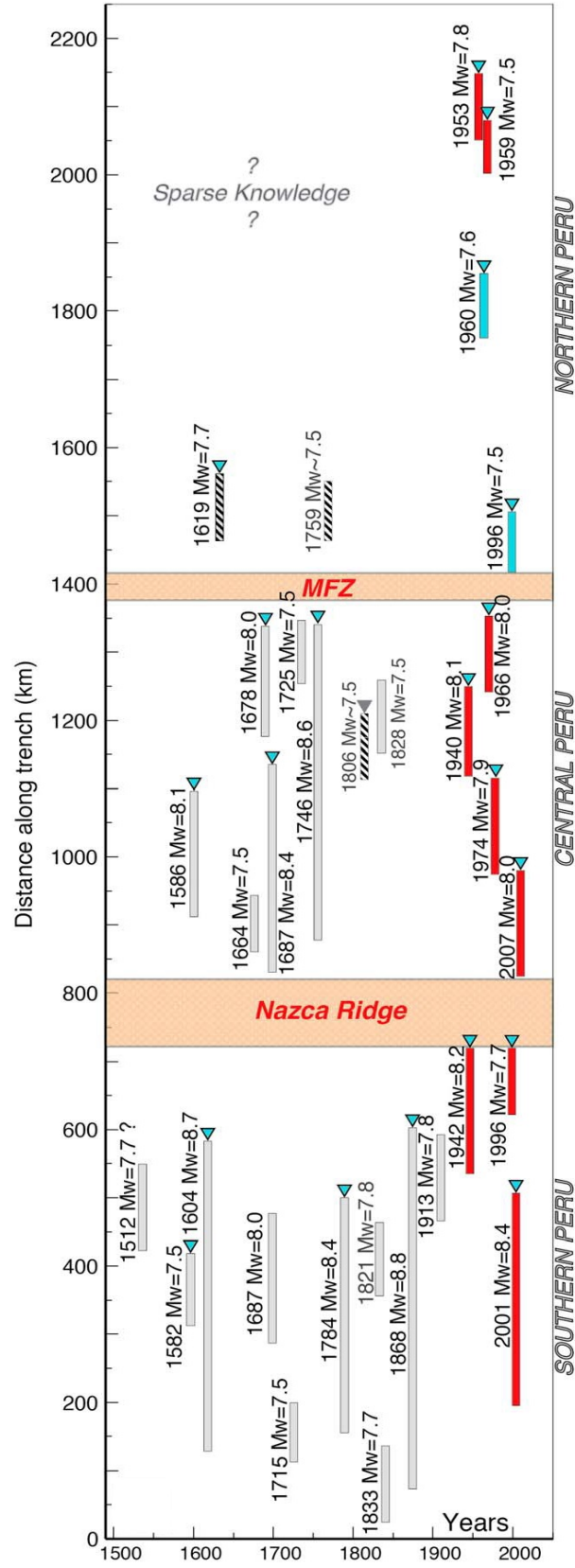
Además, según Dorbath et al. (1990) en la zona sur del Perú se dieron los siguientes grandes terremotos interplaca: el terremoto de 1582 fue el primer evento registrado en el Perú, tuvo magnitud de 7.5 M_w , una longitud de ruptura de 80 km y no hubo evidencia clara de tsunami. En 1604 en Tacna, se dio el primer gran terremoto de la zona sur del Perú, su magnitud fue de 8.7 M_L , generó una longitud de ruptura de 450 km y un tsunami de altura local de 10 a 15 m. El segundo gran terremoto se dio en el año 1687, tuvo magnitud de 8.0 M_w , y una longitud de ruptura de 100 a 150 km. En la frontera de Perú y de Chile en 1715, se originó un sismo de magnitud 7.5 M_w con una longitud de ruptura de unos 50 a 100 km. El tercer gran terremoto en el sur del Perú ocurrió en 1784, tuvo una magnitud de 8.4 M_w , generó una longitud de ruptura de 300 km aproximadamente y un tsunami de altura local de 2 a 4 m. En 1833 se generó un terremoto en la actual zona fronteriza de Perú y Chile, su magnitud fue de 7.7 M_w y generó una longitud de ruptura de 50 a 100 km. En 1868, se dio el gran terremoto mejor registrado que estuvo vinculado al terremoto del norte de Chile de 1877, su magnitud fue de 8.8 M_w , su longitud de ruptura fue de 450 a 500 km y generó un tsunami de altura local de 14 m.

En 1996, se produjo un violento terremoto en el sur del Perú de magnitud 7.5 M_w , cuyo epicentro se localizó a 135 km al sur oeste de Nazca (Jiménez, 2015).

En el 2001, se originó uno de los terremotos más catastróficos de la década, cuya magnitud fue de 8.4 M_w , su epicentro se ubicó a 83 km mar adentro de la ciudad de Atico, al norte de la ciudad de Arequipa, y generó un tsunami en la localidad costera de Camaná (Arequipa). Además dentro de los 30 primeros días del terremoto se registró

cerca de 5000 réplicas y tuvo tres que tuvieron una intensidad V (MM) dentro de las localidades de Mollendo, Ilo y Caraveli (Tavera y Antayhua, 2002)

Figura 2.2: Distribución espacial (a lo largo del Perú) y temporal (en años) actualizada de los grandes terremotos de subducción en el Perú de $M_w \geq 7.5$, generadas en la interplaca desde el siglo XVI. Donde MFZ es la zona de fractura de Mendaña, la cual delimita los segmentos de subducción del norte y centro del Perú y NR es la dorsal de Nazca, la cual delimita el centro y sur del Perú. Además las longitudes de ruptura se representan en km mediante líneas grises (las históricas), las rojas (las recientes) y las celestes (de sismos (de sismos que tuvieron valores mayores a lo esperado)). Los triángulos celestes indican si el evento generó tsunami (Villegas et al., 2016).



2.3. Sismicidad del Perú:

La mayor fuente de actividad sísmica en el Perú se debe al proceso de subducción de la placa de Nazca (litósfera continental) debajo de la placa Suramericana (litósfera oceánica), la cual con el tiempo ha generado terremotos de diversas magnitudes y de diferentes rangos de profundidades. Esta subducción se encuentra presente de Norte a Sur en el borde Oeste del Perú y es la causante de la formación de la fosa peruana - chilena y de la cordillera de los Andes (Tavera et al., 2011).

Actualmente existe un mapa de sismicidad, publicado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) para el periodo de 1960 - 2016, en el cual se han distribuido espacialmente mediante círculos todos los sismos ocurridos en ese tiempo, estos círculos varían de tamaño según sea la magnitud, y de color según sea la profundidad del foco del sismo.

Este mapa ha permitido definir la existencia de tres principales fuentes sismogénicas: la primera fuente es la superficie de fricción entre la placa de Nazca y la placa Suramericana, la cual se encuentra en el borde occidental del Perú, entre la fosa marina y la línea costera, en América del Sur. Además se caracteriza por representar a la región de mayor actividad sísmica activa en el mundo (Tavera, 2014). En esta zona se produce en mayor frecuencia los sismos de grandes magnitudes ($M_w > 8$) (Jiménez, 2015), los cuales se caracterizan por presentar hipocentros superficiales con mecanismos focales de esfuerzos compresivos, y que en consecuencia han generado destrucción en diferentes grados en la superficie. Sin embargo, la frecuencia de ocurrencia de estos sismos es menor en la región Sur, ya que aquí prevalecen los sismos de hipocentros intermedios (Tavera et al., 2011).

La segunda fuente es la deformación de la corteza continental con la presencia de fallas geológicas de diversas geometrías y dimensiones, los cuales han generado magnitudes de hasta de $6.5 M_w$, y la tercera fuente agrupa a los sismos que se producen por la deformación interna de la placa de Nazca por debajo de la cordillera de los Andes, generando magnitudes hasta de $7.0 M_w$ (Tavera, 2014).

La existencia de estas tres fuentes sismogénicas se debe al proceso de convergencia de estas dos placas; la convergencia se da con una rapidez promedio del orden 7 - 8 cm/año y es además la responsable de la actual geodinámica y geomorfología del territorio peruano. Durante la historia el proceso de convergencia ha ido generando sismos de diversas

magnitudes y de diferentes profundidades (Tavera et al., 2011).

El proceso de subducción se evidencia mucho más en el centro y norte del Perú, ya que en el sur del Perú el movimiento de la placa de Nazca hacia la placa Suramericana es de forma normal.

En la figura 2.3 se muestra la actividad sísmica en el Perú durante el periodo 1973 - 2017 de magnitudes mayores a 5 M_w según USGS, United States Geological Survey (2017).

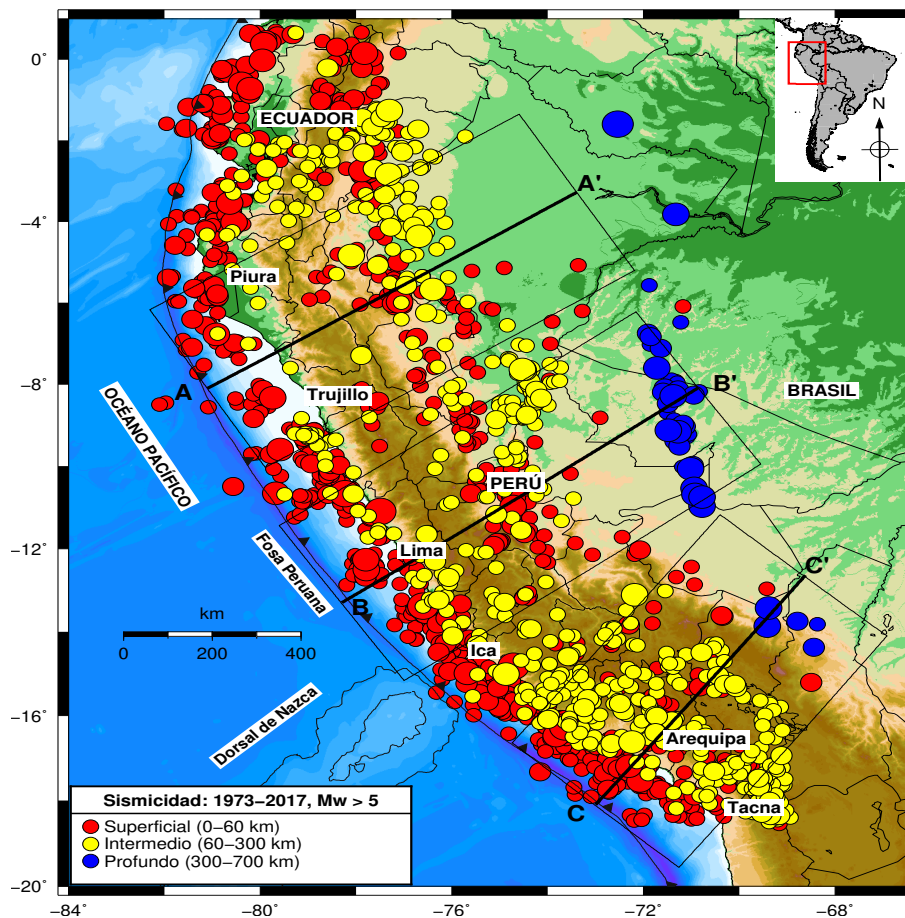


Figura 2.3: Sismicidad del Perú para el periodo 1973-2017 de $M_w > 5.0$. Fuente: USGS (2017). Las líneas negras representan los perfiles de corte.

2.3.1. Focos sísmicos de profundidad superficial ($h \leq 60$ km)

Estos sismos se muestran en la figura 2.4, se localizan con mayor frecuencia en el borde occidental del Perú, entre la fosa marina y la línea costera. Estos sismos están asociados a la fricción de las placas de Nazca y Suramericana (Tavera, 1995). Produciendo

terremotos de magnitud elevada con cierta recurrencia (13 de enero 1960, $M_s = 7.5$; 17 de octubre de 1966, $8.1 M_w$; 31 de mayo de 1970, $M_s = 7.8$ y 3 de octubre de 1974, $8.1 M_w$). Otra zona importante de sismicidad se produce por la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina en el interior del continente, donde la mayor parte de estos sismos se encuentran localizados en la zona de transición entre la cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre $3^\circ \text{ S} - 13^\circ \text{ S}$). En la zona del Altiplano también existen sismos superficiales, pero son menos numerosos y más dispersos. Por lo general, los sismos que ocurren en estas regiones tienen magnitudes moderadas (24 julio de 1969, $M_L = 5.9$; 1 octubre de 1969, $M_L = 5.9$; 30 de mayo de 1990, $M_L = 6.1$ y 5 de abril de 1991, $M_L = 6.5$), excepto el sismo de Quiches, Ancash (10 de noviembre de 1946, $M_L = 7.8$). Algunas zonas, entre la línea de la costa y la Cordillera Occidental (latitud $4^\circ \text{ S} - 13^\circ \text{ S}$) y en la región sur del Perú (latitud $13^\circ \text{ S} - 16^\circ \text{ S}$), presentan una menor sismicidad, mostrando que en estas zonas el régimen de deformación cortical es menor o que existen periodos mayores de recurrencia para sismos de magnitud elevada (Tavera y Buforn, 1998 y Jiménez, 2015).

2.3.2. Focos sísmicos de profundidad intermedia ($60 < h \leq 300 \text{ km}$):

Estos sismos se representa en la figura 2.5, se distribuyen de manera irregular, pudiendo identificarse tres zonas: la primera se distribuye paralela a la línea de la costa desde la latitud 9° S hasta 19° S y se caracterizan por la frecuente presencia de terremotos de magnitud elevada. En esta zona ocurrieron los sismos del 28 de marzo de 1982 ($M_L = 5.9$) y 18 de abril de 1993 ($M_L = 6.2$). Un segundo grupo se localiza en el interior del continente (zona norte y centro) paralelo a la Cordillera Oriental y zona Subandina. Estos sismos siguen una línea (N-S) aproximadamente. El tercer grupo de sismicidad se localiza en la Región Sur del Altiplano y se caracteriza por su alto índice de sismicidad. En los dos primeros grupos los sismos alcanzan profundidades de 100 - 150 km y en el tercer grupo hasta 350 km de profundidad (Tavera y Buforn, 1998 y Jiménez, 2015).

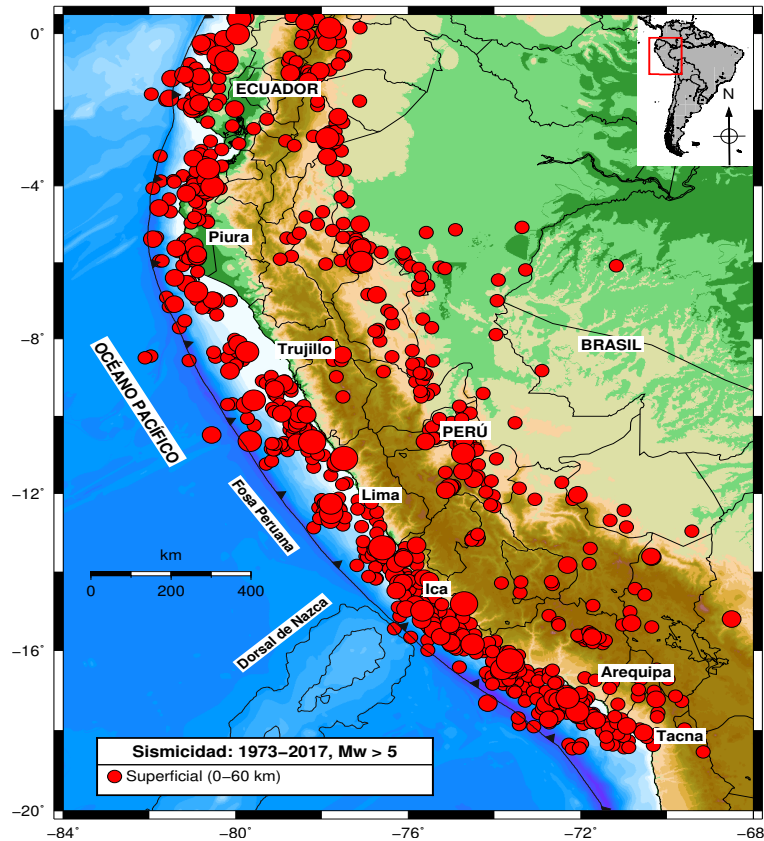


Figura 2.4: Sismicidad de fuentes superficiales para el periodo 1973 - 2017 de $M_w > 5.0$. Fuente: USGS (2017).

2.3.3. Focos sísmicos de mayor profundidad ($h > 300$ km):

Estos sismos se representan en la figura 2.6, se localizan en las regiones Centro y Sur de la Llanura Amazónica. Esta sismicidad es mayor en la Región Central (latitud 6° S - 11° S) y se alinea en dirección N-S cubriendo un área de 500 km de longitud aproximadamente (borde Perú - Brasil) y en la región Sur (borde Perú - Bolivia) es menos numerosa y más dispersa (Tavera y Bufo, 1998).

Actualmente está en debate entre muchos investigadores, la naturaleza de los terremotos de foco profundo; aunque se maneja dos hipótesis que explican la existencia de estos sismos.

La primera hipótesis considera la existencia de una discontinuidad de la placa de Nazca, debido a que hay una ausencia de sismicidad en el intervalo de los 200 a 500 km de profundidad (figura 2.7b), por lo que la placa subducente a profundidades entre los 500 y 700 km estaría lo suficientemente fría como para generar sismos. Sin embargo, James

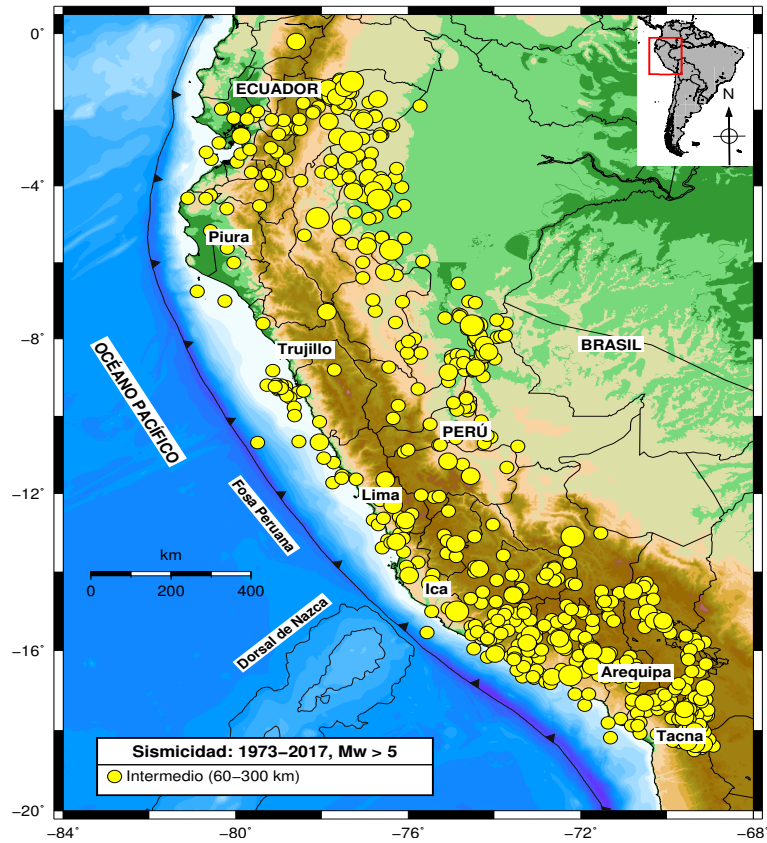


Figura 2.5: Sismicidad de fuentes intermedios para el periodo 1973-2017 de $M_w > 5.0$. Fuente: USGS (2017).

y Snoke (1990) concluyeron que la zona donde se desarrollaba la actividad sísmica de Wadati - Benioff y regiones vecinas era continua, esto después de realizar experimentos de campo para estudiar la continuidad de la propiedades físicas de la zona de Wadati - Benioff (Jiménez, 2015).

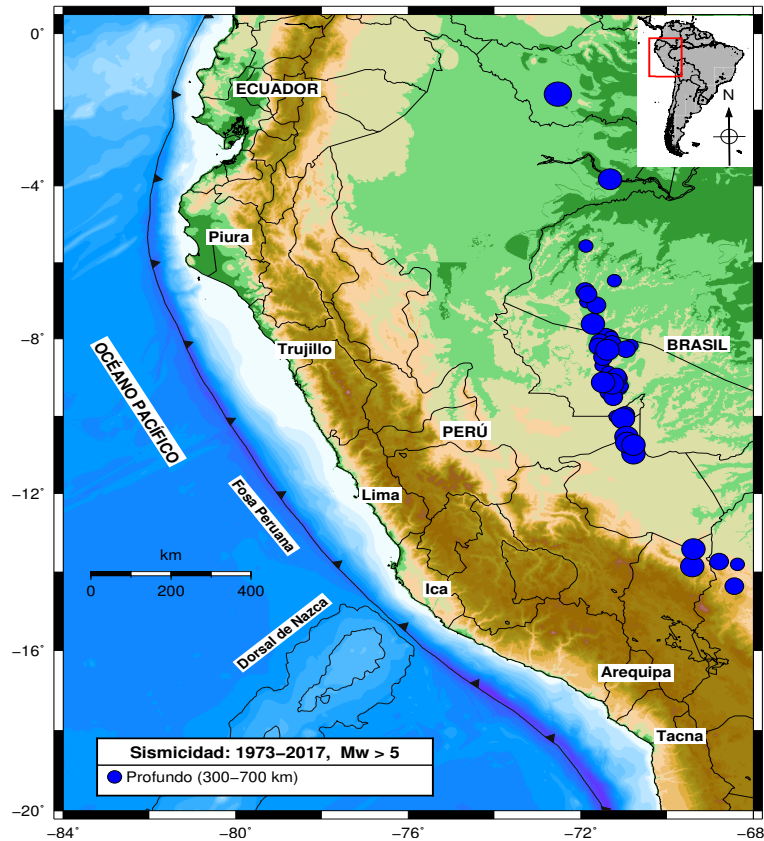


Figura 2.6: Sismicidad de fuentes profundas para el periodo 1973-2017 de $M_w > 5.0$. Fuente: USGS (2017).

La segunda hipótesis (más reciente) es el desarrollo de importantes procesos mineralógicos asociados a cambios de fases de olivino (silicato de magnesio y hierro) a espinela. Green y Burnley (1989) y Kirby (1991) fueron los que propusieron la transformación de fase del olivino a espinela como un posible mecanismo de generación de los sismos de foco profundo. La transición de fase del material induce el proceso de ruptura, pero la ruptura principal ocurre bajo un ambiente de esfuerzos de cizalla (Jiménez, 2015).

2.4. Distribución de la sismicidad del Perú según su profundidad:

En la figura 2.7 se representan los perfiles sísmicos tomados perpendicularmente a la fosa marina (F) para las regiones del Norte, Centro y Sur del Perú, con un ancho de banda

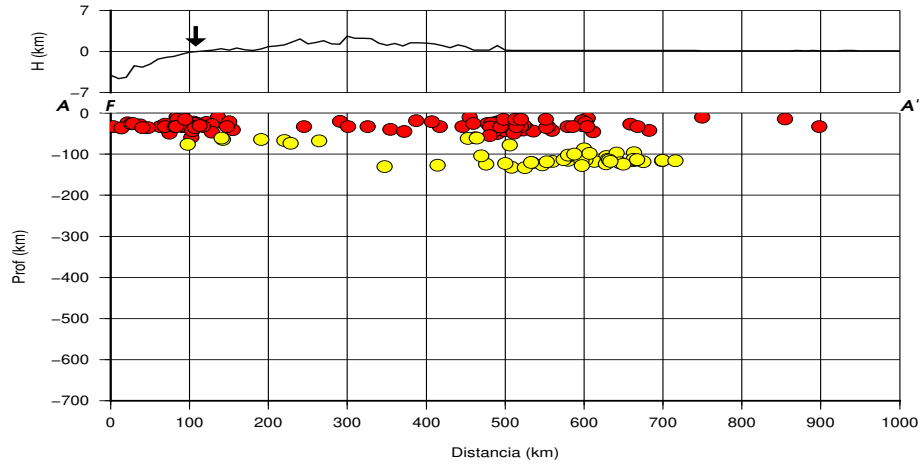
de la proyección de 300 km por una longitud de 1000 km, de acuerdo a los rectángulos indicados en la figura 2.3, en los cuales se distribuyen los focos sísmicos según su profundidad.

2.4.1. Perfil del Norte del Perú:

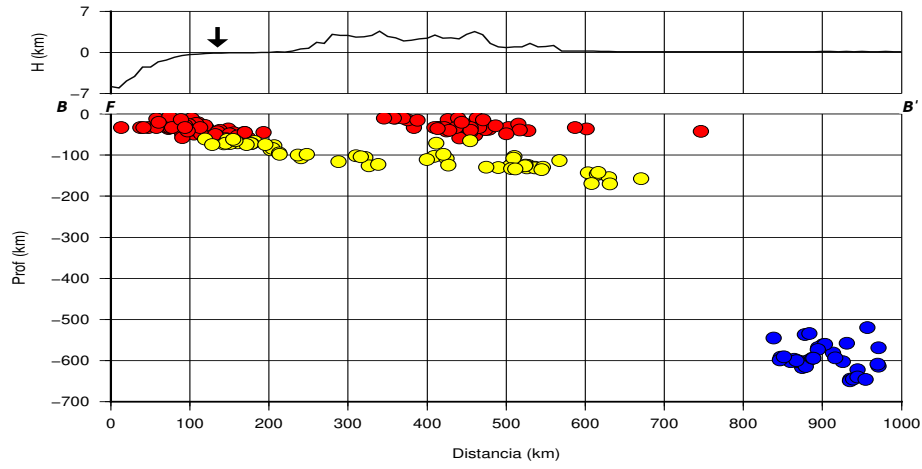
El perfil A-A' (figura 2.7a) se presenta los sismos de la zona de Wadati-Benioff con una profundidad máxima de 100 km casi uniforme entre la costa (C) hasta los 300 km al Este, y desde los 300 - 750 km al Este, la profundidad máxima es alrededor de 150 km y es casi uniforme (Jiménez, 2015). Además desde la fosa marina (F) hasta los 180 km en distancia horizontal hay una incidencia de sismos superficiales que luego van decayendo hasta los 450 km (los sismos son de profundidades muy superficiales e intermedios). A partir de esta distancia hasta los 750 km, el número de sismos y sus profundidades vuelven a aumentar, y después de ella nuevamente disminuyen hasta los 900 km. También se observa que la profundidad de los sismos aumentan de Oeste a Este y estarían llegando aproximadamente hasta los 150 km en el interior del continente, y que según Tavera y Bufo (1998) estas profundidades marcarían el límite de la zona de subducción entre la placa Oceánica y la placa Continental.

2.4.2. Perfil del Centro del Perú:

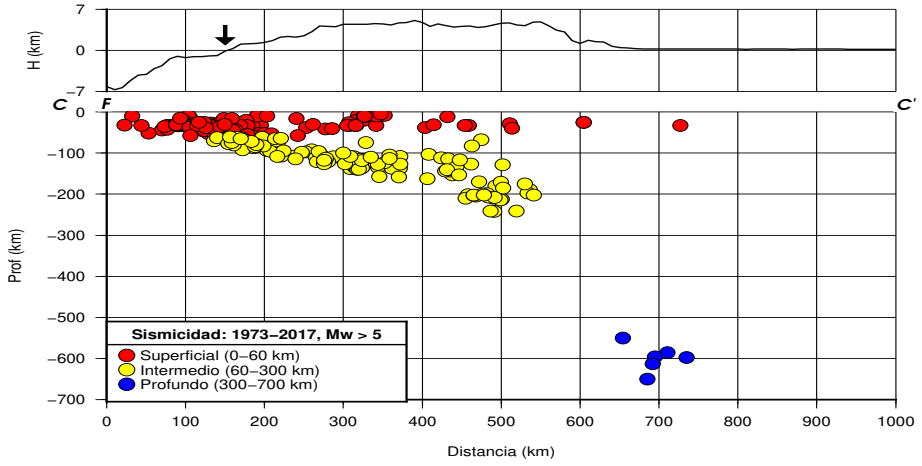
En la figura 2.7b se observa de manera similar a la del perfil del Norte, la incidencia de sismos superficiales se repite desde la fosa marina (F) hasta los 200 km en distancia horizontal, pero desde esta distancia hasta los 340 km hay una ausencia de sismos superficiales debido al rango de magnitudes tomados ($M_w > 5$) y a la cobertura de las estaciones sísmicas de la red mundial (Jiménez, 2015). Los sismos a su vez se distribuyen desde F, siguiendo una pendiente próxima a los 15° hasta alcanzar los 200 km en distancia horizontal y los 150 km de profundidad, y desde esta profundidad, los hipocentros se distribuyen de manera horizontal hasta los 400 km. Los sismos superficiales ubicados entre los 400 - 600 km en distancia horizontal estarían relacionados con los diferentes tipos de fallas existentes en la región Central del Perú (Heras, 2002). Entre los 800 - 1000 km en distancia horizontal y en un rango de profundidad de 500 - 700 km se localizan los sismos



(a)



(b)



(c)

Figura 2.7: Perfiles verticales de la topografía y sismicidad del Norte (a), Centro (b) y Sur(c) del Perú para el periodo 1973 - 2017 de $M_w > 5.0$. La flecha negra indica la posición de la costa y la proyección de los perfiles verticales se encuentran en la figura 2.3.

de foco profundo, y se ubican en el centro de la llanura amazónica (Figura 2.6).

2.4.3. Perfil del Sur del Perú:

En la figura 2.7c se observa que los focos sísmicos aumentan de Oeste a Este hasta una profundidad de los 300 km, siguiendo una pendiente de 25° - 30° . Los hipocentros de profundidad superficial se distribuyen de más a menos hasta los 750 km desde la costa (C), los sismos intermedios sólo se distribuyen hasta los 550 km en distancia horizontal aproximadamente desde la fosa marina (F), y los sismos profundos se presentan en menor cantidad respecto al perfil del centro a partir de los 650 - 750 km en distancia horizontal, en un rango de profundidad de 500 - 700 km, y se llegan a encontrar en el Sur de la llanura amazónica (figura 2.6).

Además en los perfiles del norte y centro (figuras 2.7a y 2.7b respectivamente) se observa la ausencia de sismos entre los 200 - 500 km de profundidad y en el perfil del sur (figura 2.7c) entre los 300 - 500 km de profundidad, que según Tavera y Bufo (1998) se debería a la discontinuidad de la placa de Nazca en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad. Sin embargo, según los resultados de James y Snoke (1990), la placa subducente es continua.

2.5. Lagunas sísmicas o Gaps sísmicos:

Una laguna sísmica o gap sísmico es un área geográfica en la cual no se ha producido durante un largo periodo de tiempo de decenas o centenas de años, un sismo de magnitud elevada y que en la actualidad se encuentra rodeada por otras áreas que sí produjeron sismos. Las dimensiones de las lagunas o gaps sísmicos permiten aproximar el tamaño del sismo que se producirá en el futuro, así como las dimensiones del área a ser afectada. Desde el año 1500 hasta la fecha, se ha seguido una teoría observacional a largo plazo para la predicción de sismos, mediante la evaluación temporal de las llamadas lagunas sísmicas o gaps sísmicos, los cuales han permitido conocer la presencia de diversas lagunas sísmicas de diferentes dimensiones que han dado origen a sismos de gran magnitud en el pasado (Tavera y Bernal, 2005).

Los gaps sísmicos son zonas de gran acumulación de energía potencial elástica, los

cuales son estimados mediante la vigilancia geodésica de la tasa de deformación de la corteza (Jiménez, 2015). La distribución espacial de los grandes sismos y de sus áreas de ruptura han permitido delimitar a las lagunas sísmicas desde hace muchos años (Tavera y Bernal, 2005).

Según Villegas et al. (2016), en la zona norte del Perú el acoplamiento de las placas es débil y superficial, donde además existe un déficit de energía acumulada; se estima que en 1000 años aproximadamente se estaría acumulando una energía equivalente a un sismo de 8.6 - 9.0 M_w ; sin embargo, el peligro sísmico de esta zona del Perú no debe subestimarse hasta que se obtengan los datos de GPS del fondo marino y se evalúe mejor el acoplamiento intersectorial superficial. En cambio en la zona central del Perú existe un alto acoplamiento intersísmico que anualmente está acumulando una energía de 1.3 x 1020 Nm que correspondería a un terremoto de 7.3 M_w y que en el futuro se desencadenaría en un terremoto $\geq 8.5 M_w$. Y en la zona sur del Perú existe un alto y heterogéneo acoplamiento de las placas, donde se estaría albergando una energía equivalente de 8.2 M_w en Tacna-Arica.

Según Ocola (2008) y Jiménez (2015) las áreas geográficas más relevantes o comprometidas con la posible ocurrencia de un futuro sismo son:

1. Gap sísmico de Trujillo-Chiclayo, tiene una longitud de alrededor de 350 km en el área norte del Perú, entre Trujillo y Chiclayo. Según la relación empírica de Papazachos et al. (2004), la magnitud potencial sería de alrededor de 8.6 M_w .
2. Gap sísmico de Chancay-Huarmey, se encuentra el área norte del departamento de Lima, de Chancay a Huarmey con una longitud de casi 200 km. La magnitud potencial sería de alrededor de 8.2 M_w . Pero, si la ruptura fuera desde Cañete hasta Huarmey (abarcando la geometría de ruptura del sismo de Lima de 1974) se tendría una longitud de ruptura de 390 km, lo que podría generar un sismo de alrededor de 8.7 M_w .
3. Gap sísmico de Yauca-Atico, tiene una longitud de alrededor de 115 km, ubicada al sur del departamento de Ica y norte del Departamento de Arequipa, entre las ciudades de Yauca y Atico. La magnitud potencial sería de alrededor de 7.7 M_w .

4. Gap sísmico de Ilo-Arica, tiene una longitud de 150 km, ubicada frente a los departamentos de Moquegua y Tacna, y entre las áreas de ruptura de los sismos de Camaná 2001 y norte de Chile 1877. La magnitud potencial sería de alrededor de $8.0 M_w$.
5. Gap sísmico de Arica-Antofagasta, tiene una longitud de más de 500 km, ubicada en el norte de Chile y entre Arica y Antofagasta. Corresponde al área de ruptura del sismo del norte de Chile de 1877. La magnitud potencial sería de alrededor de $9.0 M_w$, según la relación empírica de Papazachos et al. (2004).

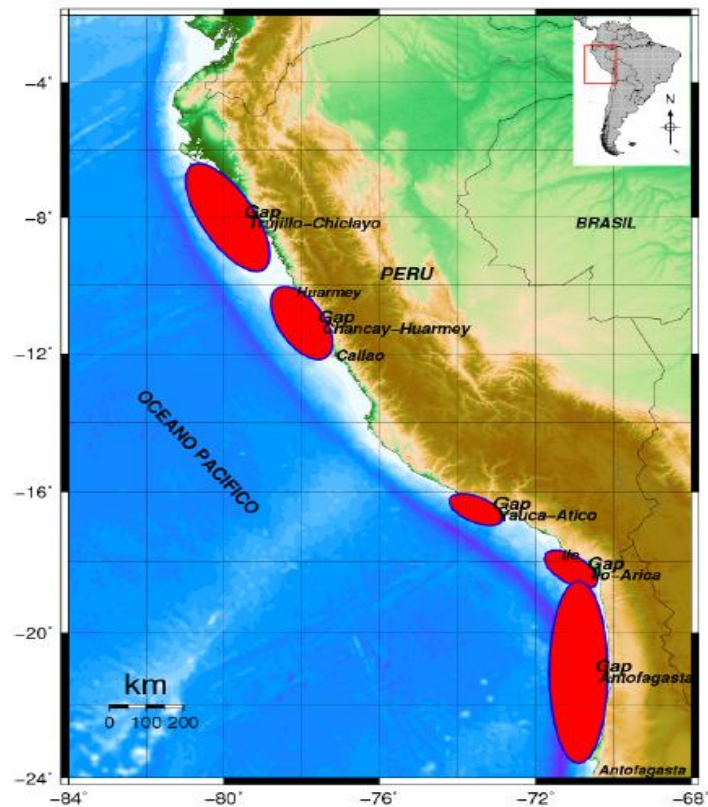


Figura 2.8: Gaps sísmicos en el borde Oeste del Perú y en el norte de Chile, los cuales están representados por elipses de color rojo, cuyas dimensiones es de acuerdo a su tamaño relativo (Ocola, 2008 y Jiménez, 2010).

2.6. Mecanismo Focal:

Los mecanismos focales son representaciones o esquemas del plano de ruptura donde se origina un sismo; y es el parámetro más importante para determinar una que vez que se conocen la ubicación y la magnitud del sismo. Su determinación proporciona información sobre la orientación del plano de ruptura, el sentido y la orientación del deslizamiento del techo que se encuentra sobre el plano de ruptura, y el tipo de falla (Havskov y Ottemöller, 2010 y Vila, 2014).

En el Perú, los mecanismo focales han sido realizados para analizar el estado de esfuerzos interplaca e intraplaca a lo largo de la costa peruana y el interior del continente, donde a partir de ellos se ha logrado obtener el estado actual de los esfuerzos presentes en cada región (Tavera, 1995).

Existen varios métodos para su determinación, pero todos están basados en el patrón de radiación de las ondas sísmicas que se da en la fuente. Un método fácil para determinar el mecanismo focal de un sismo, es el método de las polaridades de la onda P y el otro, es el método del tensor de momento sísmico; éste además proporciona una información adicional sobre la orientación de los esfuerzos que actúan en la fuente sísmica.

2.6.1. Método de las polaridades de la onda P:

Según Rodríguez [s. f.], para poder determinar el mecanismo focal de un sismo se utilizan dos tipos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo: onda P (ondas primarias) y onda S (onda secundaria); y las ondas de superficie: onda Love y onda Rayleigh. Las ondas de cuerpo se propagan en el interior de la Tierra, desde el foco sísmico o hipocentro y las ondas de superficie se propagan en la superficie de la Tierra de forma radial desde el epicentro sísmico. La velocidad de propagación de las ondas de cuerpo es mayor que las ondas de superficie, por tanto son las primeras en llegar a una estación sísmica desde un foco distante (Figura 2.9).

El mecanismo focal de un sismo resulta más fácil determinarlo utilizando la onda de cuerpo P, ya que es la primera onda sísmica en llegar a las estaciones desde un terremoto distante, y que por su naturaleza longitudinal y compresional, dilata y comprime la superficie alternadamente en la dirección de su propagación. El primer movimiento de

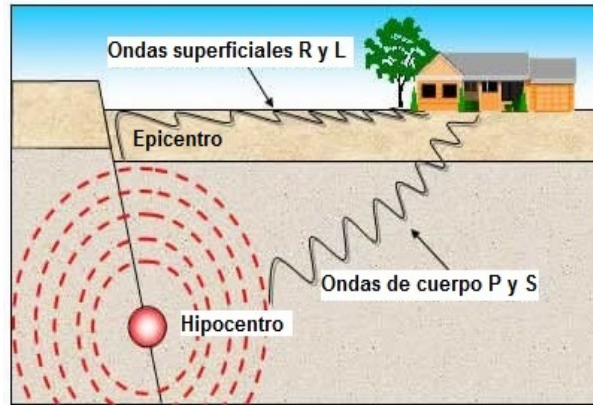


Figura 2.9: Ondas de cuerpo y ondas superficiales (<http://www.lis.ucr.ac.cr/7>, acceso: febrero 2018)

la onda P en las estaciones sísmicas dependerá del ángulo azimut en las que éstas estén instaladas; este primer movimiento será de tipo compresivo para estaciones sísmicas en las que el desplazamiento de la falla es de acercamiento y será de tipo dilatacional para las estaciones sísmicas en las que el movimiento de la falla es de alejamiento. El sentido del primer movimiento se puede observar en un sismograma de componente vertical, el movimiento compresivo corresponde a un movimiento vertical hacia arriba (up, 1) y el movimiento de dilatación corresponde a un movimiento vertical hacia abajo (down, -1) (Figura 2.10) (Rodríguez, [s. f.]).

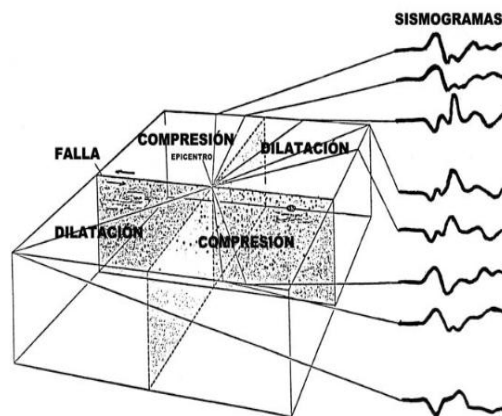


Figura 2.10: Primer movimiento de la onda P al llegar a las estaciones, según su aproximación o alejamiento a ellas.

Los primeros movimientos se distribuyen entre cuatro cuadrantes, dos compresivos y dos de dilatación. La división entre los cuatro cuadrantes se da a lo largo de la dirección de

la falla y a lo largo de una dirección perpendicular a ella (Stein y Wyssession, 2003), esto se debe a la intersección ortogonal de los planos nodales (el plano de ruptura y su plano auxiliar), los cuales separan los cuadrantes de compresión de los cuadrantes de dilatación, figura 2.11 (Rodríguez, [s. f.]) si tales cuadrantes son definidos, podremos conocer una buena aproximación de la geometría de la ruptura causante del sismo; sin embargo, a la hora de querer determinar el primer movimiento causado por el plano de ruptura y del plano auxiliar, resultan ser iguales, es por eso que la determinación del verdadero plano de ruptura se torna ambiguo.

Un indicativo que clarifica cuál es el plano de ruptura es el conocimiento previo de las estructuras geológicas y geodésicas (Stein y Wyssession, 2003) existentes en el área afectada tales como las direcciones de fracturación nominantes (Rodríguez, [s. f.]).

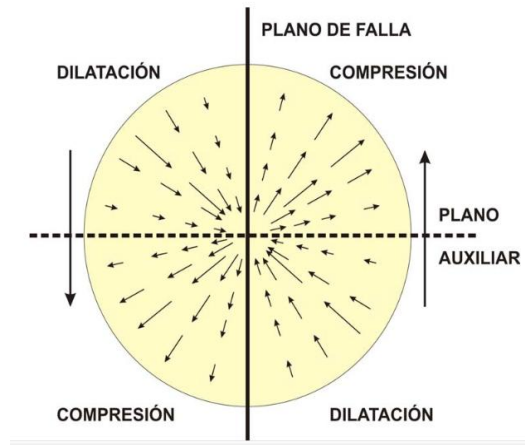


Figura 2.11: Cuadrantes de compresión y dilatación del primer movimiento de la onda P.

Según Muñoz (2010) para construir el mecanismo focal es necesario conocer la orientación del rayo de la onda P, para eso debemos de determinar el ángulo de incidencia (i) el cual se mide desde el momento en que la onda P inicia su propagación, desde un eje radial que pasa por el foco hasta su trayectoria, y el ángulo azimut (ϕ) que se mide en sentido horario desde el Norte geográfico (Figura 2.12).

Después de calcular la orientación del rayo de la onda P desde el foco a cada estación, se representa en la semiesfera focal inferior (proyección estereográfica equiangular). Cada orientación del rayo de la onda P que llega a las estaciones se distribuyen como puntos sobre la semiesfera, si la onda P tiene polaridad positiva (up), se representa con círculos negros (los cuales juntos forman el cuadrante de compresión, zona oscura), si la onda P

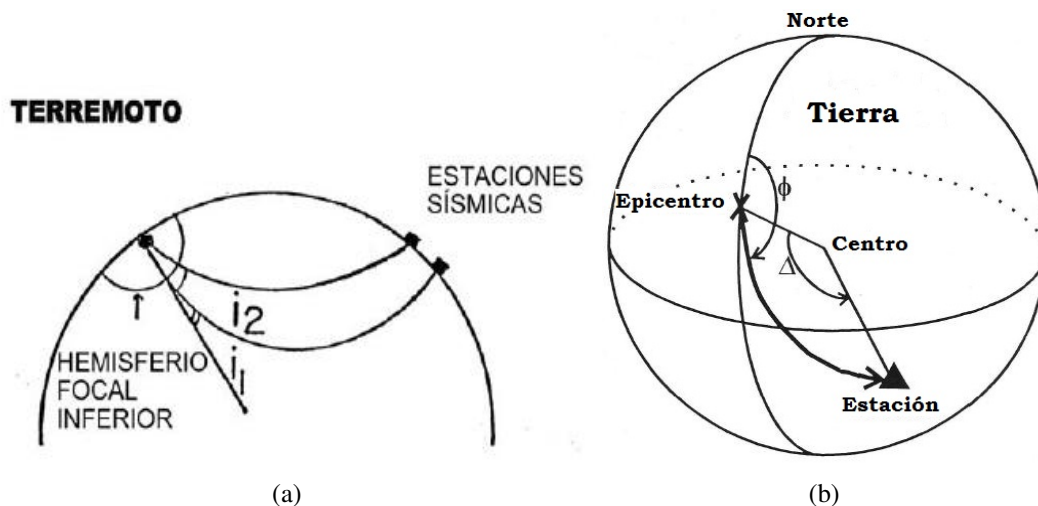


Figura 2.12: a) Medida del ángulo de incidencia i (takeoff) y b) Medida del ángulo azimut (ϕ). Suetsugu, 1995.

tiene polaridad negativa (down), se representa con círculos en blanco (los cuales juntos forman el cuadrante de dilatación, zona blanca) y una "x" si el primer movimiento es muy débil para diferenciarlo (figura 2.13) (Muñoz, 2010). Esta representación estereográfica se separa en cuatro grupos de puntos mediante dos planos trazados ortogonalmente (planos nodales), los cuales pasan cerca o a través de las "x" dividiendo a los cuadrantes de compresión y dilatación (Rodríguez). Donde uno de estos planos coincide con el plano de ruptura.

La representación de los mecanismos focales ("the beach balls") guardan a su vez una relación con las siguientes cuatro fallas principales:

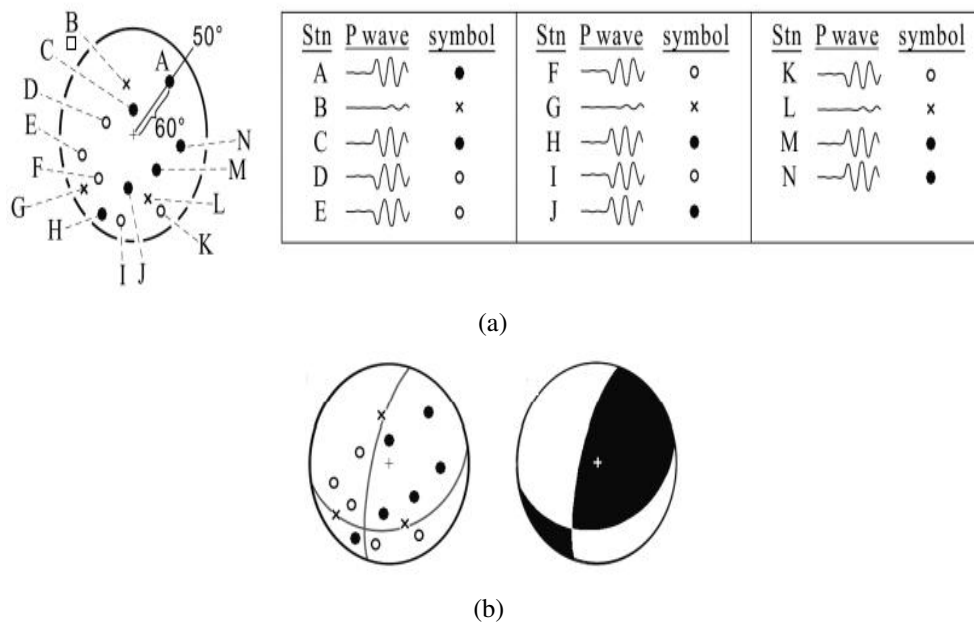


Figura 2.13: a) Representación estereográfica del primer movimiento de la onda P y b) División de los cuatro cuadrantes por el trazado de los planos nodales.

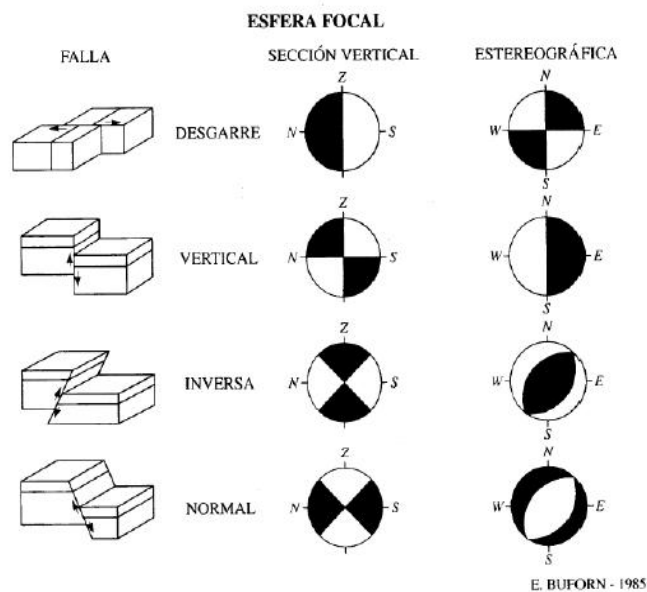


Figura 2.14: Correspondencia de las cuatro fallas sísmicas principales con la representación de los mecanismos focales, the beach balls (Bufo, 1985).

Se definen además los ejes de esfuerzos principales que actúan en la fuente sísmica. En la bisectriz del cuadrante de dilatación (zona blanca) se define el eje compresión máxima (P) y en el cuadrante de compresión (zona oscura) se define el eje de compresión mínima

(T), llamado también eje de extensión o simplemente tensión. Además del tercer eje de esfuerzo nulo (B), cuya dirección es perpendicular a los ejes T y P, pasa por la intersección de los dos planos nodales (Suetsugu, 1995).

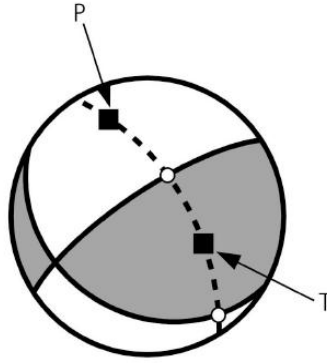


Figura 2.15: Representación de los ejes de esfuerzos principales P y T.

2.6.2. Tensor de Momento Sísmico:

Según Muñoz (2010) mediante el método de determinación del tensor de momento sísmico, el mecanismo focal se calcula a partir del modelado de las formas de onda generadas por el terremoto, mediante la determinación de los esfuerzos que han generado los desplazamientos observados en las estaciones, donde estos desplazamientos generados por la ruptura se representan mediante solo dos de las nueve componentes del tensor de momento sísmico, los cuales tienen la misma magnitud, y representan al doble par de fuerzas perpendiculares que actúan en el hipocentro y los cuales conservan el momento angular del proceso de deformación. La magnitud de cada par de fuerzas es llamado momento sísmico escalar (M_0), y su valor depende de las características físicas de la superficie del plano de ruptura y de su deslizamiento.

Aki en 1966 definió el momento sísmico escalar como:

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (2.1)$$

Donde μ es el módulo de rigidez del medio, \bar{D} es el desplazamiento promedio del plano de ruptura y A es el área de la superficie de ruptura. Por tanto, el momento sísmico escalar es un parámetro que mediría o caracterizaría el tamaño de un sismo.

Además M_0 puede ser calculado mediante la ecuación 2.2, donde M_{ij} representa a una cupla de fuerzas (par de fuerzas opuestas).

$$M_0 = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(\sum_{ij} M_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.2)$$

Las ecuaciones 2.1 y 2.2 relacionan las propiedades físicas de la fuente sísmica con el modelo del doble par de fuerzas que actúa en ella (Shearer, 2009).

2.7. Modelo de fuente sísmica puntual:

La representación de la fuente sísmica es muy compleja, ya que ésta se extiende en un área o volumen definido, el cual ocurre en un tiempo y además involucra movimientos, discontinuidades en la fuente, los cuales varían en dirección y magnitud. Sin embargo, la fuente sísmica se puede representar considerándola como una fuente simple, como un punto en el espacio en un medio homogéneo y elástico (Morales, 2016), cuyas dimensiones se encuentran en el orden de las medidas de las longitudes de las ondas sísmicas (Shearer, 2009).

Para Udías, Madariaga y Buforn (2014) la aproximación de una fuente puntual es considerada válida si se consideran observaciones que se encuentran a distancias suficientemente grandes en comparación con las dimensiones de la fuente sísmica y si las longitudes de ondas de las observaciones son mayores que las dimensiones de la fuente. Además, si juntamos estas dos consideraciones, la validez de la aproximación de la fuente puntual puede ser expresado como:

$$r\lambda \gg L^2 \quad (2.3)$$

Donde r es la distancia desde la fuente hasta el punto de observación, λ es la longitud de onda y L es una dimensión típica de la fuente.

A su vez el modelo más simple de fuente puntual de terremotos que se puede estudiar es la fuente puntual isotrópica, donde la fuente es considerada como un punto desde el cual las ondas sísmicas se propagan con la misma amplitud en todas las direcciones. Este modelo de fuente puntual isotrópica es definido por cinco parámetros, la latitud y longitud

del epicentro, la profundidad del foco, el tiempo de origen y el momento sísmico escalar, el cual mide la energía liberada (Udías, Madariaga y Buform, 2014).

2.8. Cálculo del Tensor de momento sísmico (\mathbf{M}):

Según Morales (2016), el tensor de momento sísmico describiría a la fuente sísmica tomando en cuenta las discontinuidades de los desplazamientos en la fuente y la orientación del plano de ruptura.

Según Rueda (2006) el tensor de momento sísmico es la mejor representación de la fuente de un terremoto. Según Shearer (2009) y Udías, Madariaga y Buform (2014), el tensor de momento sísmico representa en forma general a una fuente sísmica y además proporciona una representación general de las fuerzas que se generan internamente en la Tierra, las cuales pueden actuar en un punto de un medio elástico.

El campo de fuerzas que actúan en la fuente sísmica son conocidas como fuerzas de cuerpo equivalente y se forman mediante combinaciones de cuplas o dipolos de fuerzas, o un par de cuplas de fuerzas, las cuales deben conservar el momentum y el momento angular en la fuente sísmica, Shearer (2009). Para Rueda (2006) una doble cupla de fuerzas representaría a una fuente sísmica, pero no todas las combinaciones posibles de pares de cuplas de fuerzas representaría a una fuente con un significado físico.

La cupla de fuerzas está formada por dos fuerzas de magnitud f las cuales actúan en la misma dirección pero en sentido contrario, y están separadas por una pequeña distancia d en una dirección perpendicular a las direcciones de las fuerzas (Figura 2.16 a).

El dipolo de fuerzas está formada por dos fuerzas de magnitud f las cuales actúan en la misma dirección pero en sentido contrario, y están separadas por una pequeña distancia d , la cual está en la misma dirección que las fuerzas dipolo (Figura 2.16 b).

El doble o par de cuplas de fuerzas son dos pares de fuerzas de magnitud f que se encuentran orientadas en direcciones perpendiculares (Figura 2.16 c).

Por lo tanto, el tensor de momento sísmico (\mathbf{M}) se representaría matemáticamente como un tensor de segundo orden mediante una matriz de 3×3 , donde sus componentes serían las cuplas y dipolos de fuerzas que actuarían en la fuente sísmica.

En el sistema de coordenadas cartesiano, una cupla de fuerzas está definido por M_{ij} ,

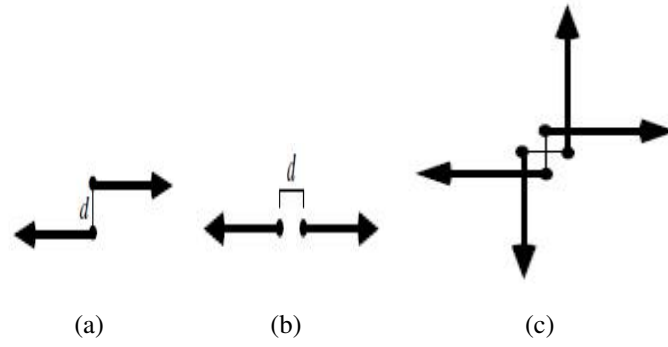


Figura 2.16: a) Cupla de fuerzas, b) dipolo de fuerzas y c) doble cupla de fuerzas (Shearer, 2009).

donde i representa la dirección en que actúan las fuerzas, y j representa la dirección en que están separadas las fuerzas (Shearer, 2009). Por lo tanto la matriz de \mathbf{M} tiene nueve elementos diferentes de la forma M_{ij} .

Donde $i, j = x, y, z$, por lo tanto la matriz del tensor de momento sísmico (\mathbf{M}) quedaría como:

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}$$

Además las componentes de la diagonal principal representarían a los dipolos de fuerzas (M_{ij} tal que $i = j$) y las demás componentes serían las cuplas de fuerzas (M_{ij} tal que $i \neq j$), según Suetsugu (1995). Donde gráficamente se tendría la figura 2.17.

Según Shearer (2009) cada magnitud de M_{ij} está definido por el producto de $\mathbf{f} \cdot \mathbf{d}$, donde éste se conservará constante si \mathbf{d} tiende a cero en el límite de una fuente puntual, ecuación 2.4.

$$M_{ij} = \lim_{d \rightarrow 0} \mathbf{f} \cdot \mathbf{d} \quad (2.4)$$

Por tanto, físicamente M_{ij} representaría la medida de un torque en el límite cuando \mathbf{d} tiende a cero.

$$M_{ij} = \mathbf{f} \cdot \mathbf{d} \quad (2.5)$$

En la figura 2.17 se observa que la fuerza neta de las cuplas y dipolos de fuerzas es

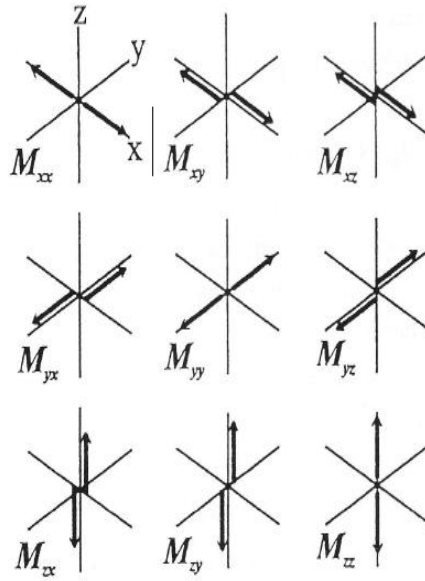


Figura 2.17: Las 9 cuplas (y/o dipolos) de fuerzas que componen la matriz del tensor de momento sísmico (\mathbf{M}), Suetsugu (1995).

cero, ya que son opuestas y se encuentran en la misma dirección, por lo tanto la fuerza neta en el tensor de momento sísmico también es cero (Suetsugu, 1995) y se conservaría el momentum. Si embargo, si una cupla de fuerzas tiene un torque diferente de cero, físicamente significaría una rotación en la vecindad de la fuente sísmica, en consecuencia, para evitar esta rotación se debe complementar con una segunda cupla de fuerzas y de esta manera conservar el momento angular. Además de definir que la matriz del tensor de momento sísmico sea simétrica y que cuente con solo 6 componentes independientes.

2.8.1. Determinación de las componentes del tensor de momento sísmico:

Stein y Wyssession (2003) afirman que cada componente de la matriz del tensor de momento sísmico (\mathbf{M}) está definido en función del momento sísmico escalar (M_0), del vector unitario normal al plano de ruptura (\hat{n}) y del vector unitario slip (\hat{d}) quien yace en el plano de ruptura y representa la orientación del deslizamiento del techo respecto al plano de ruptura, mediante la siguiente ecuación:

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \quad \text{donde} \quad i, j = x, y, z \quad (2.6)$$

Que en forma matricial se representa de la siguiente forma:

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (2.7)$$

Por consiguiente a partir de la ecuación 2.6 determinamos las componentes de la matriz del tensor de momento sísmico.

$$M = M_0 \begin{pmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_x d_y + n_y d_x & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_x d_z + n_z d_x & n_y d_z + n_z d_y & 2n_z d_z \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

Donde:

$$\hat{n} = \begin{pmatrix} -\sin \delta \cdot \sin \phi_s \\ -\sin \delta \cdot \cos \phi_s \\ \cos \delta \end{pmatrix} \quad (2.9)$$

$$\hat{d} = \begin{pmatrix} \cos \lambda \cdot \cos \phi_s + \sin \lambda \cdot \cos \delta \cdot \sin \phi_s \\ -\cos \lambda \cdot \sin \phi_s + \sin \lambda \cdot \cos \delta \cdot \cos \phi_s \\ \sin \lambda \cdot \sin \delta \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

De la matriz 2.8 se observa que \hat{n} y \hat{d} se pueden intercambiar sin generar cambios en la matriz, por lo tanto el deslizamiento del plano de ruptura o del plano auxiliar pueden ser representados por el mismo tensor de momento sísmico, ya que \hat{n} yace en el plano auxiliar y \hat{d} yace en el plano de ruptura, debido a que son ortogonales. Por consiguiente se obtiene que la traza de la matriz 2.8 es igual a cero.

$$traza(M) = 2n_x d_x + 2n_y d_y + 2n_z d_z = 2\hat{n} \cdot \hat{d} = 0 \quad (2.11)$$

Resolviendo cada elemento de la matriz 2.8 obtenemos que los elementos de \mathbf{M} se expresan en función de los ángulos de orientación del plano de ruptura (ángulo azimut: strike (ϕ_s), ángulo de buzamiento: dip (δ) y el ángulo de deslizamiento: rake (λ)) de un foco sísmico (Figura 2.18).

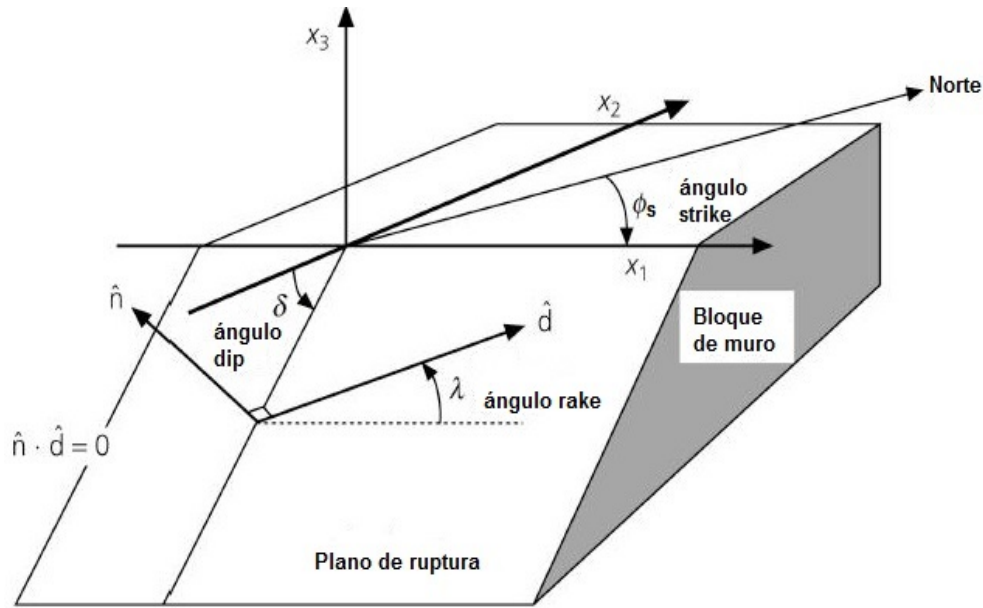


Figura 2.18: Representación de los ángulos del plano de ruptura de un sismo (Stein y Wysession, 2003).

El ángulo strike (ϕ_s) o rumbo de la falla se mide desde el norte geográfico en sentido horario desde 0° hasta 360° . El ángulo de buzamiento, dip (δ) es un ángulo de inclinación del plano de ruptura y se mide respecto al eje x_2 (la horizontal) desde 0° hasta 90° . El ángulo de dislocación o deslizamiento, slip o rake (λ) es para medir la dirección del vector de deslizamiento (vector slip \hat{d}) que está sobre el plano de ruptura, respecto al semieje positivo x_1 y su medida va desde -180° hasta 180° . Este ángulo es positivo para fallas inversas y negativo para fallas normales (Suetsugu, 1995).

Las componentes de \mathbf{M} se definen como sigue:

$$\begin{aligned}
M_{xx} &= -M_0(\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \sin 2\phi_s + \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin^2 \phi_s) \\
M_{xy} &= M_0(\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos 2\phi_s + \frac{1}{2} \cdot \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin 2\phi_s) \\
M_{xz} &= -M_0(\cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos \phi_s + \cos 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin 2\phi_s) \\
M_{yx} &= M_0(\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos 2\phi_s + \frac{1}{2} \cdot \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin 2\phi_s) \\
M_{yy} &= M_0(\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \sin 2\phi_s - \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \cos^2 \phi_s) \\
M_{yz} &= -M_0(\cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \sin \phi_s - \cos 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \cos \phi_s) \\
M_{zx} &= -M_0(\cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos \phi_s + \cos 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin 2\phi_s) \\
M_{zy} &= -M_0(\cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \sin \phi_s - \cos 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \cos \phi_s) \\
M_{zz} &= M_0(\sin 2\delta \cdot \sin \lambda)
\end{aligned}
\tag{2.12}$$

De estas ecuaciones 2.12 se obtiene que el tensor de momento sísmico es simétrico:

$$M_{yx} = M_{xy}$$

$$M_{zx} = M_{xz}$$

$$M_{zy} = M_{yz}$$

Esta simetría del tensor de momento sísmico se debe a la conservación del momento angular (\vec{L}):

$$\vec{\tau} = \frac{d\vec{L}}{dt} = \vec{0} \tag{2.13}$$

donde $\vec{\tau}$ es el torque neto que se daría en la región de ruptura. Físicamente $\vec{\tau}$ se define como:

$$\vec{\tau} = \vec{r} \times \vec{F} = \vec{0} \tag{2.14}$$

entonces

$$\vec{F} = \vec{0} \quad (2.15)$$

Por lo tanto, se deduce que en la región de ruptura no hay aceleración y no hay rotación.

2.8.2. Doble cupla de fuerzas:

Para Udías, Madariaga y Buforn (2014) la doble cupla de fuerzas es un sistema de dos pares de fuerzas normales entre sí, que tienen momentos que son iguales, pero que actúan en sentidos opuestos; y que por ende no tienen momento neto. También dice que este sistema es equivalente a dos dipolos de fuerzas lineales y perpendiculares (los cuales son representados por el eje de compresión máxima (P) y el eje de compresión mínima (T)), donde las fuerzas de cada dipolo son opuestas y se encuentran separadas en su misma línea de acción, y que además actúan a 45° de las cuplas de fuerzas.

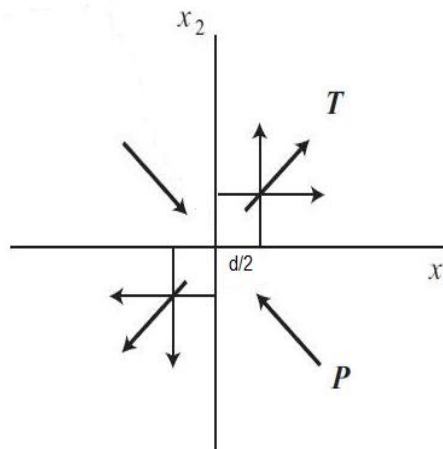


Figura 2.19: La doble cupla de fuerzas y su sistema de ejes equivalentes (P, eje de compresión máxima y T, eje de compresión mínima) (Udías, Madariaga y Buforn, 2014).

Según Suetsugu (1995) una fuente sísmica puede ser representada por una doble cupla de fuerzas y por tanto también a una falla sísmica. Como ejemplo se muestra la figura 2.20.

En la figura 2.20 se representa una fuente sísmica con solo dos componentes M_{xy} y M_{yx} , quienes cada uno respectivamente generan un deslizamiento en cada plano nodal, donde el tensor de momento sísmico (\mathbf{M}) de esta fuente, estaría solo por tanto en función

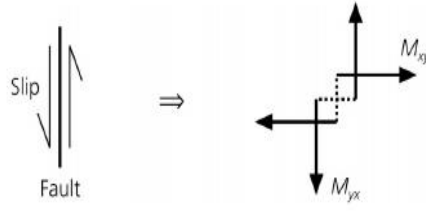


Figura 2.20: Doble cupla de fuerzas que representaría a una falla sísmica (Stein y Wysession, 2003).

de su momento escalar (M_0), M_{xy} y M_{yx} (ver la matriz 2.18).

A partir de la ecuación 2.6 se tiene que:

$$M_{xy} = M_0(n_x d_y + n_y d_x) \quad (2.16)$$

$$M_{yx} = M_0(n_y d_x + n_x d_y) \quad (2.17)$$

Se observa que las ecuaciones son prácticamente iguales, y esto se debería a que los deslizamientos en cualquiera de los planos nodales daría el mismo patrón de radiación de las ondas sísmicas.

Ahora en la figura 2.20 se observa que en M_{xy} , el vector de deslizamiento \hat{d} estaría en la dirección "x" y el vector normal \hat{n} estaría en la dirección "y", y como estos vectores son unitarios, tendríamos que:

$$\hat{d} = (d_x, d_y, d_z) = (1, 0, 0)$$

$$\hat{n} = (n_x, n_y, n_z) = (0, 1, 0)$$

Además:

$$M_{xy} = M_0(n_x d_y + n_y d_x) = M_0(0 \times 0 + 1 \times 1) = M_0$$

La misma idea se trabajaría para M_{yx} y se obtendría que:

$$\hat{d} = (d_x, d_y, d_z) = (0, 1, 0)$$

$$\hat{n} = (n_x, n_y, n_z) = (1, 0, 0)$$

$$M_{yx} = M_0(n_y d_x + n_x d_y) = M_0(0 \times 0 + 1 \times 1) = M_0$$

Por tanto el tensor de momento sísmico para esta fuente sería:

$$M = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (2.18)$$

En la matriz 2.18, el torque neto es cero, ya que la matriz es simétrica:

$$M_{xy} = M_{yx} = M_0$$

$$M_{zx} = M_{xz} = 0$$

$$M_{zy} = M_{yz} = 0$$

$$M_{xy} = M_{yx} = M_0 \quad (2.19)$$

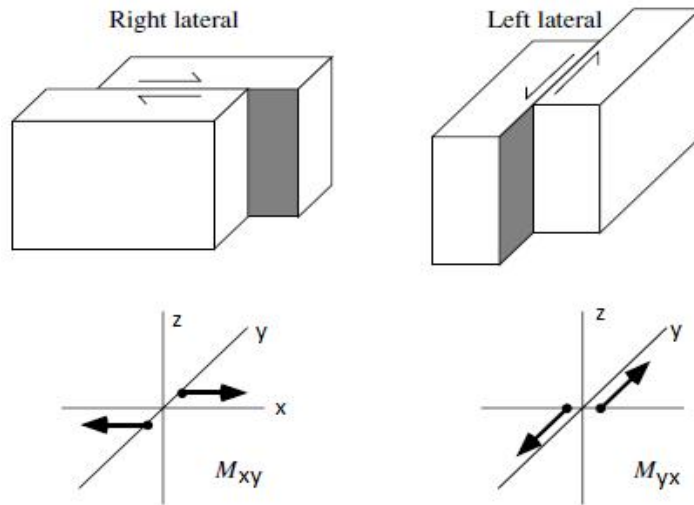


Figura 2.21: La representación del tensor de momento sísmico y el patrón de radiación para cada falla sería el mismo debido a la simetría de \mathbf{M} (Shearer, 2009).

2.9. Determinación de la geometría de la falla sísmica desde el tensor de momento sísmico, a partir de sus autovalores y autovectores:

Según Suetsugu (1995) la geometría de la falla sísmica se puede determinar partir del tensor de momento sísmico \mathbf{M} , conociendo los ángulos azimut: strike (ϕ_s), el ángulo de buzamiento: dip (δ) y el ángulo de dislocación: slip (λ) del plano de ruptura, esto definiendo los autovalores λ_i asociados a los autovectores V_i , mediante la ecuación 2.20. En esta ecuación el producto del tensor de momento sísmico con su autovector es proporcional a éste y además se encuentra en la misma dirección que él.

$$MV_i = \lambda_i V_i \quad (2.20)$$

donde $i=1,2,3$.

La ecuación 2.20 se representa mediante:

$$(M - \lambda_i I)V_i = 0 \quad (2.21)$$

$$|M - \lambda_i I| = 0 \quad (2.22)$$

donde I es la matriz identidad o el tensor "Delta de Kronecker".

Y como el tensor de momento sísmico es simétrico, sus autovalores serán números reales y sus autovectores serán mutuamente ortogonales. De aquí se define los autovectores \hat{t} , \hat{p} y \hat{b} paralelos a los ejes de esfuerzos principales \vec{T} (eje de extensión), \vec{P} (eje de compresión) y \vec{B} (eje de esfuerzo nulo).

Donde los autovectores se encuentran en función de \hat{n} y \hat{d} .

$$\hat{t} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\hat{n} + \hat{d}) \quad (2.23)$$

$$\hat{p} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\hat{n} - \hat{d}) \quad (2.24)$$

$$\hat{b} = \hat{n} \times \hat{d} \quad (2.25)$$

Entonces para probar que \hat{t} , \hat{p} y \hat{b} son los autovectores y poder determinar sus autovalores, Suetsugu (1995), resolvió las ecuaciones 2.6, 2.23, 2.24 y 2.25 para \hat{t} que se encuentra en la misma dirección que \vec{T} .

De la ecuación 2.6:

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \quad (2.26)$$

donde $ij = x, y, z$ y de la ecuación 2.23 se tiene que:

$$M_{ij} t_i = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \frac{1}{\sqrt{2}}(n_i + d_i) = \frac{1}{\sqrt{2}} M_0(n_i n_i d_j + n_i d_j d_i + n_j n_i d_i + n_j d_i d_j) \quad (2.27)$$

$n_i d_i = 0$ y $n_i n_i = d_i d_i = 1$, por tanto se tiene que:

$$M_{ij} t_i = \frac{1}{\sqrt{2}} M_0(d_j + n_j) = M_0 t_j$$

De esta ecuación se obtiene que el momento sísmico escalar (M_0) es el autovalor que está asociado al autovector \hat{t} .

De forma similar para \hat{p} quien se encuentra en la misma dirección que \vec{P} .

$$M_{ij} p_i = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \frac{1}{\sqrt{2}}(n_i - d_i) = \frac{1}{\sqrt{2}} M_0(n_i n_i d_j - n_i d_j d_i + n_j n_i d_i - n_j d_i d_i) \quad (2.28)$$

$$M_{ij} p_i = \frac{1}{\sqrt{2}} M_0(d_j - n_j) = -M_0 p_j$$

De esta ecuación se obtiene que $-M_0$ es el autovalor que está asociado al autovector \hat{p} .

Y para \hat{b} quien se encuentra en la misma dirección que \vec{B} y se sabe que este es perpendicular a los vectores \hat{n} , \hat{d} y estos a su vez también son perpendiculares, se tendría:

$$M_{ij} b_i = M_0(d_j + n_j) \frac{1}{\sqrt{2}}(n_i d_i) = 0$$

Ya que $n_i d_i = 0$.

De este resultado se obtiene que el autovalor asociado al autovector \hat{b} es cero.

Finalmente dando la forma a la ecuación 2.20 y utilizando lo que se ha obtenido para cada autovector se obtiene la siguiente expresión:

$$\begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} t_x & b_x & p_x \\ t_y & b_y & p_y \\ t_z & b_z & p_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} t_x & b_x & p_x \\ t_y & b_y & p_y \\ t_z & b_z & p_z \end{pmatrix} \quad (2.29)$$

De este resultado se observa la transformación del sistema de coordenadas XYZ al sistema de coordenadas TBP del tensor de momento sísmico; además la matriz de autovalores del tensor de momento sísmico en el sistema de coordenadas TBP tiene únicamente 2 componentes de dipolos de fuerzas, cuyas magnitudes dependen del momento sísmico escalar (M_0), además se cumple que es simétrica y su traza es cero.

Capítulo 3

Metodología:

3.1. Casos de estudio: 25 sismos

En esta tesis se ha estudiado los sismos de $M_w \geq 6.5$ para el periodo de 1997 - 2017 que se encuentran localizados en el Perú y en sus zonas fronterizas, desde 0.00° hasta -18.87° de latitud y desde -65.00° hasta -86.35° de longitud. Según IRIS, estos 25 sismos se representan en el mapa de la figura 3.1 y sus parámetros hipocentrales se representan en la tabla 3.1 y en la tabla 3.2 se encuentran los ángulos del plano de ruptura de cada uno de los sismos, los cuales fueron obtenidos de la base de datos procesados y recopilados de CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor).

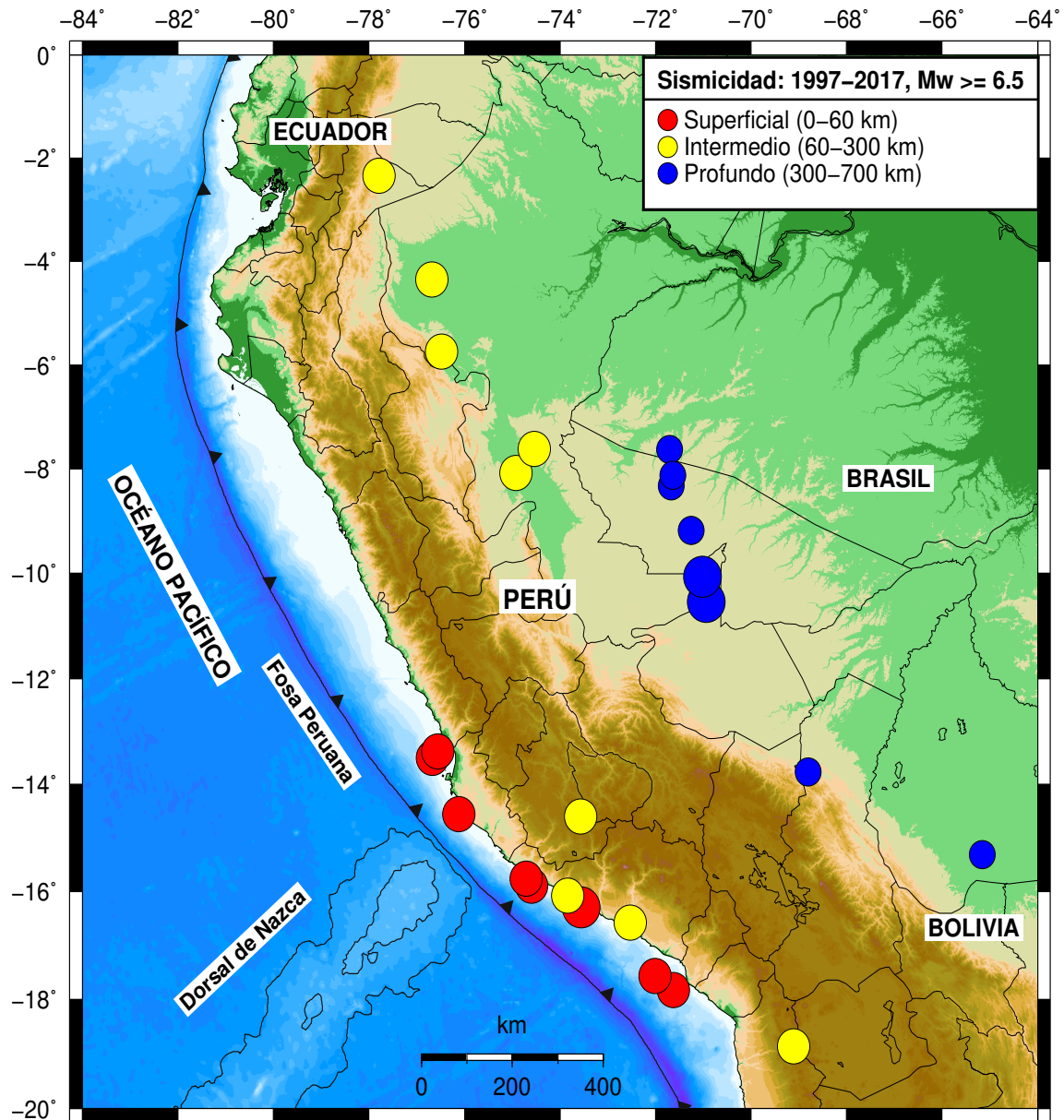


Figura 3.1: Sismicidad del Perú para el periodo 1997-2017, de $M_w \geq 6.5$. IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology (2017). Recuperado el 20 de enero de 2017, de <http://ds.iris.edu/wilber3>.

Tabla 3.1.: Parámetros hipocentrales de los 25 sismos de $M_w \geq 6.5$ ocurridos en el Perú y zonas fronterizas desde 1997 a 2017, según Iris (2017).

N^0	Fecha	UTC	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)	Profundidad
1	28-10-1997	06:15:19	Norte del Perú	7.1	-4.35	-76.68	127.5	Intermedio
2	28-11-1997	22:53:42	Borde Perú-Bolivia	6.6	-13.77	-68.80	600	Profundo
3	03-04-1998	22:01:51	Borde Perú-Brasil	6.6	-8.08	-74.92	170.1	Intermedio
4	03-04-1999	06:17:16	Cerca a la costa de Perú	6.8	-16.58	-72.53	62.6	Intermedio
5	30-11-1999	04:01:47	Norte de Chile	6.6	-18.86	-69.11	79	Intermedio
6	23-06-2001	20:33:09	Cerca de la costa de Perú	8.4	-16.30	-73.56	2.2	Superficial
7	26-06-2001	04:18:32	Cerca de la costa de Perú	6.7	-17.83	-71.63	33	Superficial
8	05-07-2001	13:53:49	Cerca de la costa de Perú	6.5	-16.08	-73.84	71.3	Intermedio
9	07-07-2001	09:38:43	Cerca de la costa de Perú	7.6	-17.57	-72.01	33	Superficial
10	12-10-2002	20:09:09	Oeste de Brasil	6.9	-8.32	-71.67	516	Profundo
11	20-06-2003	06:19:40	Oeste de Brasil	7.0	-7.63	-71.71	572	Profundo
12	26-09-2005	01:55:37	Norte del Perú	7.5	-5.74	-76.48	129.1	Intermedio
13	20-10-2006	10:48:57	Cerca de la costa de Perú	6.7	-13.50	-76.67	34.3	Superficial
14	15-08-2007	23:04:58	Cerca de la costa de Perú	8.0	-13.38	-76.56	41.2	Superficial
15	16-11-2007	03:13:00	Borde de Perú - Ecuador	6.8	-2.34	-77.79	123.6	Intermedio
16	24-05-2010	16:18:28	Oeste de Brasil	6.5	-8.12	-71.64	582	Profundo
17	24-08-2011	17:46:11	Borde de Perú - Brasil	7.0	-7.62	-74.54	149.3	Intermedio
18	28-10-2011	18:54:34	Cerca de la costa de Perú	7.0	-14.56	-76.12	29	Superficial
19	22-11-2011	18:48:16	Centro de Bolivia	6.6	-15.31	-65.16	560	Profundo
20	25-09-2013	16:42:43	Cerca de la costa de Perú	7.0	-15.90	-74.60	38.2	Superficial
21	24-08-2014	23:21:45	Centro del Perú	6.8	-14.60	-73.57	101	Intermedio
22	24-11-2015	22:45:38	Borde de Perú - Brasil	7.6	-10.54	-70.94	606	Profundo
23	24-11-2015	22:50:54	Borde de Perú - Brasil	7.6	-10.06	-71.02	621	Profundo
24	26-11-2015	05:45:18	Borde de Perú - Brasil	6.7	-9.18	-71.26	603	Profundo
25	14-01-2018	09:18:45	Cerca de la costa de Perú	7.1	-15.76	-74.71	39	Superficial

Tabla 3.2: Ángulos que definen la geometría del plano de ruptura de los 25 sismos de $M_w \geq 6.5$ ocurridos en el Perú y zonas fronterizas desde 1997 a 2017, según Iris y CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor) en tiempo local.

N^0	Fecha	Región	strike (ϕ_s°)	dip (δ°)	rake (λ°)	Profundidad
1	28-10-1997	Norte del Perú	339	38	-89	Intermedio
2	28-11-1997	Borde Perú-Bolivia	220	10	-168	Profundo
3	03-04-1998	Borde Perú-Brasil	68	13	166	Intermedio
4	03-04-1999	Cerca a la costa de Perú	112	20	-87	Intermedio
5	29-11-1999	Norte de Chile	236	19	-29	Intermedio
6	23-06-2001	Cerca de la costa de Perú	310	18	63	Superficial
7	25-06-2001	Cerca de la costa de Perú	314	19	75	Superficial
8	05-07-2001	Cerca de la costa de Perú	118	22	-89	Intermedio
9	07-07-2001	Cerca de la costa de Perú	306	14	52	Superficial
10	12-10-2002	Oeste de Brasil	353	40	-75	Profundo
11	20-06-2003	Oeste de Brasil	353	47	-65	Profundo
12	25-09-2005	Norte del Perú	347	39	-92	Intermedio
13	20-10-2006	Cerca de la costa de Perú	327	16	73	Superficial
14	15-08-2007	Cerca de la costa de Perú	321	28	63	Superficial
15	15-11-2007	Borde de Perú - Ecuador	177	29	-44	Intermedio
16	24-05-2010	Oeste de Brasil	349	37	-82	Profundo
17	24-08-2011	Borde de Perú - Brasil	197	40	-57	Intermedio
18	28-10-2011	Cerca de la costa de Perú	326	15	68	Superficial
19	22-11-2011	Centro de Bolivia	163	11	102	Profundo
20	25-09-2013	Cerca de la costa de Perú	307	31	84	Superficial
21	24-08-2014	Centro del Perú	195	45	-73	Intermedio
22	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	350	39	-80	Profundo
23	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	350	30	-81	Profundo
24	26-11-2015	Borde de Perú - Brasil	344	27	-95	Profundo
25	14-01-2018	Cerca de la costa de Perú	305	38	79	Superficial

3.2. Análisis sísmico:

En el mapa de la figura 3.1 se observa 8 sismos con focos de profundidad superficial ($H \leq 60$ km), 9 sismos con focos de profundidad intermedia ($60 < H \leq 300$ km) y 8 sismos con focos profundos ($300 < H \leq 700$ km).

Los sismos superficiales (círculos rojos) se encuentran en el borde occidental, en el centro y sur del Perú entre la fosa marina y la línea costera; y que por su ubicación, según Tavera (1995) serían sismos interplaca, los cuales se han originado debido al proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Suramericana.

Los sismos intermedios (círculos amarillos) se han producido en dos áreas separadas, cinco sismos al norte del Perú (uno de ellos se encuentra al sur del Ecuador) dentro de la placa continental, paralelos a la Cordillera andina y zona subandina; y cuatro sismos al sur del Perú (dos de ellos se encuentran en el borde occidental del Perú y los otros dos se encuentran en la placa continental, de los cuales uno está en el Perú y el otro en el norte de Chile). Estos sismos tienen una distribución irregular, pero estarían dentro de las tres zonas definidas por Tavera y Buforn (1998).

Los sismos profundos (círculos azules) se encuentran en el centro y sur de la Llanura Amazónica, seis de ellos se encuentran en la región central y uno al sur en el borde de Perú y Bolivia; según Tavera (1995), estos sismos guardarían concordancia con la actividad sísmica en las regiones de frontera entre Perú- Brasil y Perú-Bolivia. Además se ubicó un sismo que se encuentra en el centro de Bolivia.

3.2.1. Sismicidad Superficial

Según IRIS, dentro del rango de estudio tenemos ocho sismos localizados en la región centro y sur del Perú, cerca al litoral costero dentro de la fosa marina, en la zona de convergencia y subducción de las placas de Nazca y Suramericana (23 de junio de 2001, $M_w = 8.4$ y $H = 2.2$ km; 25 de junio de 2001, $M_w = 6.7$ y $H = 33$ km; 7 de julio de 2001, $M_w = 7.6$ y $H = 33$ km; 20 de octubre de 2006, $M_w = 6.7$ y $H = 34.3$ km; 15 de agosto de 2007, $M_w = 8.0$ y $H = 41.2$ km; 28 de octubre de 2011, $M_w = 7.0$ y $H = 29$ km, 25 de setiembre de 2013, $M_w = 7.0$ y $H = 38.2$ km y 14 de enero de 2018, $M_w = 7.1$ y $H = 39$ km). Estos sismos son originados por el proceso de subducción de la placa Oceánica

debajo de la placa Continental, los cuales se caracteriza en producir grandes daños en áreas relativamente grandes.

Tabla 3.3: Cuadro resumen: Sismos superficiales. Según Iris (2017) en tiempo local.

N^0	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)	Sismo
1	23-06-2001	Cerca de la costa de Perú	8.4	-16.30	-73.56	2.2	Sismo 6
2	25-06-2001	Cerca de la costa de Perú	6.7	-17.83	-71.63	33.0	Sismo 7
3	07-07-2001	Cerca de la costa de Perú	7.6	-17.57	-72.01	33.0	Sismo 9
4	20-10-2006	Cerca de la costa de Perú	6.7	-13.50	-76.67	34.3	Sismo 13
5	15-08-2007	Cerca de la costa de Perú	8.0	-13.38	-76.56	41.2	Sismo 14
6	28-10-2011	Cerca de la costa de Perú	7.0	-14.56	-76.12	29.0	Sismo 18
7	25-09-2013	Cerca de la costa de Perú	7.0	-15.90	-74.60	38.2	Sismo 20
8	14-01-2018	Cerca de la costa de Perú	7.1	-15.76	-74.71	39.0	Sismo 25

Sismos localizados cerca de la costa del Perú:

El sismo del 23 de junio de 2001 tuvo una magnitud de 8.4 M_w (Iris). Fue uno de los sismos más catastróficos de la década y afectó a los departamentos de Tacna, Moquegua, Arequipa y Ayacucho. Su epicentro se ubicó a 83 km mar adentro de la ciudad de Atico, al norte de la ciudad de Arequipa y generó un Tsunami en la localidad costera de Camaná, Arequipa. Según el Instituto de Defensa Civil INDECI se reportó la muerte de 65 personas, 2700 heridos, 220000 damnificados y 24500 viviendas colapsadas, que en su mayoría se trató de construcciones de adobe (Hammer et al., 2001). Según Tavera y Antayhua (2002) dentro de los 30 primeros días del terremoto se registró cerca de 5000 réplicas y tres de ellas tuvieron intensidad V en la escala de Mercalli Modificada (MM) dentro de las localidades de Mollendo, Ilo y Caraveli.

Las tres réplicas que tuvieron intensidad del orden V (MM) que refieren Tavera y Antayhua (2002) son los sismos del 25 de junio de 2001, el 5 de julio de 2001 (profundidad intermedia) y el 7 de julio de 2001.

El sismo del 07 de julio de 2001 tuvo una de magnitud de 7.6 M_w (Iris), su epicentro se localizó a 100 km al sur oeste de Ocoña, departamento de Arequipa y tuvo una profundidad de 33 km. Fue percibido en Arequipa, Islay y Moquegua

El sismo del 20 de octubre de 2006 tuvo una magnitud de 6.7 M_w (Iris), su epicentro se localizó a 90 km en dirección Oeste de la localidad de Pisco, y tuvo un total de

456 réplicas con magnitudes menores a 3 M_L que se llegaron a registrar en los días posteriores. Este sismo se llegó a sentir hasta Lima Metropolitana, pero no ocasionó daños estructurales en sus edificaciones, salvo un Templo Evangélico que colapsó en el distrito de Villa El Salvador, y dos viviendas que quedaron seriamente afectadas en el distrito de Imperial, Cañete, región Lima, según reportes iniciales del Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) (Lázares et al., 2006).

El sismo del 15 de agosto de 2007 tuvo una magnitud de 8.0 M_w (Iris), fue también uno de los sismos que más daños ocasionó en el Centro del Perú, su epicentro se localizó a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco; y junto con sus réplicas se encontraron entre el área de ruptura de los sismos ocurridos en Lima en 1974 ($M_w = 8.1$), e Ica en 1996 ($M_w = 7.7$) (Tavera et al., 2007).

Fue un evento único por su duración en la historia sísmica del Perú; sus dos eventos principales reactivaron la Falla de Paracas o Falla de Pisco, generando luego más de 1350 réplicas (Vela, 2009).

Además afectó considerablemente a las ciudades de Pisco, Ica, Chincha, Cañete y a otras localidades aledañas, como Lima y Huancavelica. Generó la muerte de 519 personas, y de 655 a 679 viviendas fueron afectadas (Zavala et al., 2009). También produjo un tsunami frente a las localidades ubicadas al Sur de la península de Paracas.

El sismo del 28 de octubre de 2011 tuvo una magnitud de 7.0 M_w (Iris), su epicentro se ubicó a 63 km al Sur Oeste de la ciudad de Ica, y fue percibido a 425 km a la redonda experimentándose una intensidad de II (en Arequipa, Cuzco, Huancavelica, Ayacucho, Junín, Huánuco y Lima), y en las ciudades de Ica y Pisco una intensidad máxima de VI según la escala de Mercalli Modificada (MM). Según los pobladores de la Caleta San Andrés el mar se retiró 10 metros, pero no originó tsunami sino pequeños oleajes, sin embargo donde sí se sufrió daños a consecuencia del sismo fueron en las estructuras de las viviendas (según INDECI, en las ciudades de Pisco, Ica y alrededores hubo 1700 damnificados y 2570 afectados) y también derrumbes en la carretera, vía Santa Cruz en Palpa. Además en las 72 primeras horas se registró 300 réplicas con magnitudes de hasta 5.8 M_L , y 10 réplicas en los tres días posteriores de intensidad de II a IV (MM) que fueron

percibidas por la población de la ciudad de Ica y Pisco, generando alarma en la población debido a la gran cantidad de réplicas (Tavera et al., 2011).

El sismo del 25 de setiembre de 2013 tuvo como magnitud 7.0 M_w (Iris), su epicentro se localizó a 66 km al SO de la localidad de Yauca y a 86 km al SO de la localidad de Acarí (Arequipa), y su profundidad fue de 31 km. Además en las localidades de Yauca, Chala y Acarí se sintió hasta una intensidad máxima de orden VI (MM) y solo hubo daños materiales, mas no personales (Bernal et al. 2013).

El sismo del 14 de enero de 2018 tuvo como magnitud 7.1 M_w (Iris), su epicentro se ubicó a 58 km al SO de la localidad de Yauca, a 75 km al oeste de la localidad de Chala y a 54 km al sur de la localidad de Lomas en Arequipa (Caravelí). Fue percibido con una intensidad máxima de VI (MM) en las localidades Yauca, Chala y Acarí. Además generó más de 35 réplicas en las 72 horas después del evento y cuyos epicentros se ubicaron alrededor del epicentro principal. La máxima magnitud de las réplicas fue de 5.1 M_L y fue percibido en las localidades de Yauca y Chala con una intensidad de III (MM), y las demás tuvieron magnitudes menores a 4.0 M_L los cuales no fueron percibidos por la población (Tavera, 2018).

3.2.2. Sismicidad Intermedia

Según IRIS, dentro del rango de estudio tenemos, dos sismos localizados en el Norte del Perú (28 de octubre de 1997 de $M_w = 7.1$ y $H = 127.5$ km y 26 de setiembre de 2005 de $M_w = 7.5$ y $H = 129.1$ km), dos sismos localizados en el borde de Perú y Brasil (03 de abril de 1998 de $M_w = 6.6$ y $H = 170.1$ km y 24 de agosto de 2011 de $M_w = 7.0$ y $H = 149.3$ km), un sismo localizado en el borde de Perú y Ecuador (15 de noviembre de 2007 de $M_w = 6.8$ y $H = 123.6$ km), dos sismos localizados cerca a la zona costera del Perú (03 de abril 1999 de $M_w = 6.8$ y $H = 62.6$ km y 05 de julio de 2001 de $M_w = 6.5$ y $H = 71.3$ km), un sismo localizado en el norte de Chile (29 de noviembre de 1999 de $M_w = 6.6$ y $H = 79$ km) y un sismo localizado en la región central del Perú (24 de agosto de 2104 de $M_w = 6.8$ y $H = 101$ km).

Para los sismos de estudio (28 de octubre de 1997 y 03 de abril de 1998) no se

Tabla 3.4: Cuadro resumen: Sismicidad intermedia. Según Iris (2017) en tiempo local.

N°	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)	Sismo
1	28-10-1997	Norte del Perú	7.1	-4.35	-76.68	127.5	Sismo 1
2	25-09-2005	Norte del Perú	7.5	-5.74	-76.48	129.1	Sismo 12
3	03-04-1998	Borde de Perú-Brasil	6.6	-8.08	-74.92	170.1	Sismo 3
4	24-08-2011	Borde de Perú - Brasil	7.0	-7.62	-74.54	149.3	Sismo 17
5	15-11-2007	Borde de Perú - Ecuador	6.8	-2.34	-77.79	123.6	Sismo 15
6	03-04-1999	Cerca de la costa de Perú	6.8	-16.58	-72.53	62.6	Sismo 4
7	05-07-2001	Cerca de la costa de Perú	6.5	-16.08	-73.84	71.3	Sismo 8
8	29-11-1999	Norte de Chile	6.6	-18.86	-69.11	79.0	Sismo 5
9	24-08-2014	Centro del Perú	6.8	-14.60	-73.57	101.0	Sismo 21

encontró ningún informe técnico del IGP. Según Tavera et al. (2011) esto se debería a que estos sismos son de focos intermedios, los cuales son poco perceptibles en la superficie, pero cuando alcanzan magnitudes mayores o iguales a $7.0 M_L$ presentan un gran radio de percepción, y pueden generar daños y derrumbes materiales, debido a la licuación de suelos y/o deslizamientos de tierra y piedras en zonas de gran pendiente.

Asimismo no se encontró información oficial del sismo del 29 de noviembre de 1999 en el norte de Chile.

Sismos localizados en el Norte del Perú:

El sismo del 28 de octubre de 1997 no tiene un informe oficial. Según IRIS su magnitud fue de $7.1 M_W$ y su profundidad fue de 127.5 km. Para Tavera et al. (2011) este sismo posiblemente no ha sido percibido en la superficie por ser de foco intermedio y debido a que su M_L es menor a 7.0.

El sismo del 25 de setiembre de 2005 fue percibido a las 20 h 55 min, hora local, produjo una sacudida en toda la región norte del Perú y generó daños alrededores de todo su epicentro. Tuvo una magnitud de $7.5 M_w$ (Iris) y se originó a 115 km de profundidad. Su epicentro estuvo localizado a 90 km al NE de la ciudad de Moyobamba y durante las 25 horas después de ocurrido el sismo se registró un total de 11 réplicas que tuvieron como magnitud en el orden de $4.0 - 4.4 M_L$, las cuales fueron poco perceptibles debido a la disipación de su energía en su recorrido hasta llegar a la superficie.

En la zona epicentral se produjo una intensidad máxima del orden VI (MM) afectando las localidades de Yurimaguas, Lamas y Pampa Hermosa; y hacia un radio de 600 km se llegó a sentir una intensidad del orden II (MM), como sucedió en Lima y Guayaquil en Ecuador. En las localidades de máxima intensidad se reportó daños y derrumbes de aproximadamente 500 viviendas, las cuales afectaron a 23 personas con heridas de diferentes grados. Al final se reportó 2500 damnificados y la muerte de 5 personas (Tavera et al., 2005).

Sismos localizados en el borde de Perú y Brasil:

El sismo del 03 de abril de 1998 no tiene un informe oficial. Para IRIS su magnitud fue de 6.6 M_w y su profundidad fue de 170.1 km. Según Tavera et al. (2011) este sismo posiblemente no ha sido percibido en la superficie por ser de foco intermedio y debido a que su M_L es menor a 7.0.

El sismo del 24 de agosto de 2011 se registró en la zona oriental de la región central del Perú, tuvo una magnitud de 7.0 M_w (Iris) y su epicentro se localizó a 37 km al SE de la localidad de Contamana (Loreto) y a 93 km al N-NO de la ciudad de Pucallpa (Ucayali). Además se originó a una profundidad de 148 km y barrió un área de percepción de radio de 700 km, percibiéndose una intensidad de orden II (MM) en Lima, Barranca y Cañete; en la ciudades de Tarapoto, Juanjui y Tocache (San Martín), Aguaytia (Ucayali) y Tingo María (Pasco) se percibió una intensidad del orden IV (MM) y en las ciudades de Contamana y Pucallpa alcanzó una intensidad del orden V-VI (MM) (Tavera et al., 2011).

La ubicación del epicentro se encuentra al extremo norte de una zona de continua ocurrencia de sismos de magnitud moderada, lo cual en conjunto muestran una pequeña área de deformación a niveles de profundidad intermedia (Tavera et al., 2011).

Sismo localizado en el borde de Perú y Ecuador:

El sismo del 15 de noviembre de 2007 se registró en el sector oriental de la provincia de Morona Santiago (Ecuador), tuvo una magnitud de 6.8 M_w (NEIC) y ocurrió a 154 km de profundidad. Debido a su magnitud y profundidad fue percibido con severidad al sur de Ecuador, en Tiwinza (Morona Santiago) se sintió con una intensidad máxima del orden VI (MM) y en Pichincha (Quito) con una intensidad mínima del orden II, finalmente este

evento no ocasionó grandes daños materiales ni dejó víctimas (Orellana, 2007).

Sismos localizados cerca de la zona costera del Perú:

El sismo del 03 abril de 1999 se registró en la región Sur del Perú, tuvo una magnitud de $6.8 M_w$ (Iris) , su epicentro se localizó a 18 km al NW de la localidad de Camaná en Arequipa, y se originó a 92 km de profundidad. Fue percibido aproximadamente en un área de 75000 km^2 , en las localidades de Ocoña y Camaná se percibió una intensidad máxima de orden VI (MM).

Además ocasionó la muerte de una persona y dejó el saldo de 20 heridos en las localidades de Camaná y Caravelí. También hubo daños materiales; en la ciudad de Arequipa fueron mayores y en las localidades de Ocoña, Camaná y Caravelí hubieron daños menores (Tavera et al., 1999).

El sismo del 05 de julio 2001 es la segunda réplica principal del sismo superficial del 23 de junio de 2001, tuvo una magnitud de $6.5 M_w$ y se originó a una profundidad de 33 km (Iris). Se ubicó al NE del epicentro del terremoto principal, pero a mayor profundidad (Tavera et al., 2002).

Sismo localizado en el Norte de Chile:

El sismo del 29 noviembre de 1999 no tiene un informe oficial. Para IRIS su magnitud fue de $6.6 M_w$ y su profundidad fue 79 km. Según Tavera et al. (2011) este sismo posiblemente no ha sido percibido en la superficie por ser de foco intermedio y debido a que su M_L es menor a 7.0.

Sismo localizado en la región central del Perú:

El sismo del 24 de agosto de 2014 se registró en la región centro - sur del Perú, tuvo una magnitud moderada de $6.8 M_w$ (Iris) y su epicentro se ubicó a 35 km al Norte de la localidad de Coracora y 43 km al Este de la localidad de Puquio en Ayacucho. Además se originó a 108 km de profundidad y tuvo radio de percepción de aproximadamente 300 km donde se sintió con una intensidad del orden II (MM) en la ciudad de Lima, Arequipa y Cuzco. Pero alrededores de la ciudad de Coracora y Puquio la intensidad fue mayor y

fue del orden VI (MM). En este lugar el movimiento del suelo fue fuerte y prolongado, lo que alarmó a la población, impulsando a que salgan de sus casas por varios minutos, además el fuerte sismo dejó como saldo rajaduras en las paredes de las viviendas de adobe, generó caída de piedras y deslizamientos de suelos inestables en la carretera. Asimismo en las localidades de Nazca (Ica) y Pausa (Ayacucho) también el movimiento fue fuerte y prolongado, pero no hubo reporte de daños y se sintió con una intensidad del orden V(MM). En las localidades de Palpa (Ica) y Caraveli (Arequipa) también el movimiento fue fuerte y prolongado, pero no hubo reporte de daños y se sintió con una intensidad del orden IV (MM) (Tavera et al., 2014).

3.2.3. Sismicidad Profunda

Según IRIS, dentro del rango de estudio tenemos, un sismo localizado en el borde de Perú y Bolivia (28 de noviembre de 1997 de $M_w = 6.6$ y $H = 600$ km), tres sismos localizados en el borde de Perú y Brasil (24 de noviembre de 2015 de $M_w = 7.6$ y $H = 606$ km, 24 de noviembre de 2015 de $M_w = 7.6$ y $H = 621$ km y 25 de noviembre de 2015 de $M_w = 6.7$ y $H = 603$ km), tres sismos localizados al oeste de Brasil (12 de octubre de 2002 de $M_w = 6.9$ y $H = 516$ km, 20 de junio de 2003 de $M_w = 7.0$ y $H = 572$ km y 24 de mayo de 2010 de $M_w = 6.5$ y $H = 582$ km) y un sismo que se encuentra localizado en la región central de Bolivia (22 de noviembre de 2011 de $M_w = 6.6$ y $H = 560$ km). Todos ellos se encuentran localizados en el centro y sur de la llanura amazónica (frontera de Perú con Brasil y Bolivia).

Tabla 3.5: Cuadro resumen: Sismicidad profunda. Según Iris (2017) en tiempo local.

N^0	Fecha	Región	M_w	Lat°	Lon°	H(km)	Sismo
1	28-11-1997	Borde Perú-Bolivia	6.6	-13.77	-68.80	600	Sismo 2
2	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	7.6	-10.54	-70.94	606	Sismo 22
3	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	7.6	-10.06	-71.02	621	Sismo 23
4	25-11-2015	Borde de Perú - Brasil	6.7	-9.18	-71.26	603	Sismo 24
5	12-10-2002	Oeste de Brasil	6.9	-8.32	-71.67	516	Sismo 10
6	20-06-2003	Oeste de Brasil	7.0	-7.63	-71.71	572	Sismo 11
7	24-05-2010	Oeste de Brasil	6.5	-8.12	-71.64	582	Sismo 16
8	22-11-2011	Centro de Bolivia	6.6	-15.31	-65.16	560	Sismo 19

Según Tavera et al. (2003) los sismos de foco profundo no se perciben en la super-

ficie, y los que sí se llegan a percibir es porque generan intensidades elevadas, debido posiblemente al complejo proceso de ruptura de estos sismos.

Sismos localizados en el borde de Perú y Brasil:

El sismo del 28 de noviembre de 1997 no tiene un informe oficial o reportes, posiblemente no fue percibido en la superficie. Según IRIS su magnitud fue de 6.6 M_W y su profundidad fue de 600 km.

Los sismos del 24 de noviembre de 2015 (doblete sísmico) es el evento de mayor magnitud registrado en la frontera de Perú - Brasil en los últimos 50 años. El primer evento se originó a 630 km de profundidad y tuvo una magnitud de 7.4 M_w y el segundo evento se originó a 638 km de profundidad y tuvo una magnitud de 7.6 M_w , ambos eventos estuvieron separados por una distancia de 50 km y por un tiempo de 5 minutos; además fue percibido en parte de Perú, Brasil y Bolivia, este evento no dejó ningún tipo de daños (Jiménez et al., 2016).

El sismo del 25 de noviembre de 2015 según Vitor (2015), el profesor George Sand del Observatorio Sismológico de la Universidad de Brasilia reportó que este sismo fue una réplica del sismo del 24 de noviembre de 2015 el cual se dio en el este de Perú, cerca de la frontera con Brasil. Esta réplica se ubicó al oeste de Brasil en el municipio de Tarauacá en el estado de Acre y tuvo una magnitud de 6.4 M_L . Además indicó que los sismos son comunes en la región pero ocurren con menor frecuencia y magnitud.

Sismos localizados al Oeste de Brasil:

El sismo del 12 de octubre de 2002 ocurrió cerca al límite de Perú - Brasil, tuvo una magnitud de 6.9 M_w y se originó a 534 km de profundidad (Tavera et al., 2003).

El sismo del 20 de junio de 2003 ocurrió cerca al límite de Perú - Brasil, tuvo una magnitud de 7.1 M_w y se originó a 556 km de profundidad, tuvo un radio de percepción del orden de 1000 km en torno al epicentro. En la ciudad de Pucallpa fue percibido con una intensidad mayor del orden III - IV (MM); en las ciudades y localidades distribuidas en la zona Subandina, la intensidad fue del orden II - III y cerca de la costa de Perú se sintió con una intensidad del orden II (MM) entre las ciudades de Lima y Piura. Este sismo fue uno de los pocos que produjo intensidades elevadas, esto debido posiblemente

al complejo proceso de ruptura (Tavera et al., 2003).

El sismo del 24 de mayo de 2010 según la USGS su magnitud fue de 6.5 M_w y se originó a una profundidad de 581 km y su epicentro se ubicó en Acre, Brasil. Para Universitam (2010) el sismo se produjo en la región de Acre en Brasil a 125 km de la ciudad de Cruzeiro do Sul y a 330 km de la ciudad de Pucallpa en Perú.

Sismo localizado en la región central de Bolivia:

El sismo del 22 de noviembre de 2011 según la USGS su magnitud fue de 6.6 M_w y se originó a una profundidad de 550 km y su epicentro se ubicó en Beni, Bolivia.

El sismólogo Guido Ávila del observatorio Sismológico de San Calixto, informó que el sismo tuvo su epicentro en la provincia de San Ignacio de Moxos, en la región amazónica de Beni, frontera con Brasil. Su magnitud fue de 6.6 M_w (Iris) y se originó a 500 km de profundidad. El terremoto también se sintió en Chile y en Perú, en la ciudad de La Paz se percibió con una intensidad del orden IV - V (MM) y en la ciudad central de Cochabamba con una intensidad del orden IV (MM), no hubo daños que lamentar (El País, 2011).

3.3. Cálculo del Tensor de Momento Sísmico para los 25 sismos:

Las cuplas o dipolos de fuerzas que actúan en la fuente sísmica puntual en el sistema de coordenadas XYZ son los que generan los nueve tensores que componen el tensor de momento sísmico "M"; los cuales fueron calculados mediante las ecuaciones 2.12 utilizando además los ángulos de la geometría del plano de ruptura: el ángulo azimut - strike (ϕ_s), el ángulo de buzamiento - dip (δ) y el ángulo de dislocación - rake (λ) (tabla 3.2) quienes fueron obtenidos de la base datos de CMT Harvard (Global Centroit Moment Tensor). Para tal fin se realizó un algoritmo en MATLAB (Anexo A) y con éste se determinó los tensores de momento sísmico para cada uno de los 25 sismos. Se ha obtenido que para todos los sismos de esta tesis la matriz del tensor de momento sísmico (normalizado) es simétrica y su traza es igual a cero, por lo que se daría la conservación del momentum y momento angular en la vecindad de las fuentes sísmicas de estos eventos.

3.3.1. Tensor de Momento Sísmico de los sismos superficiales:

Sismo	Fecha	ϕ_s°	δ°	λ°	Tensor de momento sísmico
Sismo 6	23-06-2001	310	18	63	$M_6 = M_0 \begin{pmatrix} -0,1692 & -0,2822 & 0,2747 \\ -0,2822 & -0,3545 & 0,7941 \\ 0,2747 & 0,7941 & 0,5237 \end{pmatrix}$
Sismo 7	25-06-2001	314	19	75	$M_7 = M_0 \begin{pmatrix} -0,2235 & -0,3001 & 0,3775 \\ -0,3001 & -0,3712 & 0,7048 \\ 0,3775 & 0,7048 & 0,5947 \end{pmatrix}$
Sismo 9	07-07-2001	306	14	52	$M_9 = M_0 \begin{pmatrix} -0,1005 & -0,2219 & 0,2118 \\ -0,2219 & -0,2695 & 0,8923 \\ 0,2118 & 0,8923 & 0,3699 \end{pmatrix}$
Sismo 13	20-10-2006	327	16	73	$M_{13} = M_0 \begin{pmatrix} -0,0767 & -0,1987 & 0,2060 \\ -0,1987 & -0,4301 & 0,8332 \\ 0,2060 & 0,8332 & 0,5068 \end{pmatrix}$
Sismo 14	15-08-2007	321	28	63	$M_{14} = M_0 \begin{pmatrix} -0,0841 & -0,3170 & 0,0020 \\ -0,3170 & -0,6546 & 0,6395 \\ 0,0020 & 0,6395 & 0,7387 \end{pmatrix}$
Sismo 18	28-10-2011	326	15	68	$M_{18} = M_0 \begin{pmatrix} -0,0551 & -0,1786 & 0,1490 \\ -0,1786 & -0,4085 & 0,8680 \\ 0,1490 & 0,8680 & 0,4636 \end{pmatrix}$
Sismo 20	25-09-2013	307	31	84	$M_{20} = M_0 \begin{pmatrix} -0,5083 & -0,4369 & 0,3190 \\ -0,4369 & -0,3698 & 0,3525 \\ 0,3190 & 0,3525 & 0,8781 \end{pmatrix}$
Sismo 25	14-01-2018	305	38	79	$M_{25} = M_0 \begin{pmatrix} -0,5287 & -0,4877 & 0,1083 \\ -0,4877 & -0,4237 & 0,2594 \\ 0,1083 & 0,2594 & 0,9525 \end{pmatrix}$

Tabla 3.6: Tensores de momento sísmico de los 8 sismos de foco superficial de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroid Moment Tensor, 2017).

3.3.2. Tensor de Momento Sísmico de los sismos intermedios:

Tabla 3.7: a) Tensores de momento sísmico de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroid Moment Tensor, 2017).

Sismo	Fecha	ϕ_s°	δ°	λ°	Tensor de momento sísmico
Sismo 1	28-10-1997	339	38	-89	$M_1 = M_0 \begin{pmatrix} 0,1318 & 0,3326 & -0,0995 \\ 0,3326 & 0,8384 & -0,2209 \\ -0,0995 & -0,2209 & -0,9701 \end{pmatrix}$
Sismo 3	03-04-1998	68	13	166	$M_3 = M_0 \begin{pmatrix} 0,0605 & 0,1938 & 0,1526 \\ 0,1938 & -0,1665 & 0,9580 \\ 0,1526 & 0,9580 & 0,1061 \end{pmatrix}$
Sismo 4	03-04-1999	112	20	-87	$M_4 = M_0 \begin{pmatrix} 0,5643 & 0,2101 & 0,7277 \\ 0,2101 & 0,0776 & 0,2410 \\ 0,7277 & 0,2410 & -0,6419 \end{pmatrix}$
Sismo 5	29-11-1999	236	19	-29	$M_5 = M_0 \begin{pmatrix} -0,0589 & -0,2450 & 0,1457 \\ -0,2450 & 0,3573 & 0,8992 \\ 0,1457 & 0,8992 & -0,2985 \end{pmatrix}$
Sismo 8	05-07-2001	118	22	-89	$M_8 = M_0 \begin{pmatrix} 0,5469 & 0,2842 & 0,6426 \\ 0,2842 & 0,1477 & 0,3234 \\ 0,6426 & 0,3234 & -0,6946 \end{pmatrix}$

Tabla 3.8: b) Tensores de momento sísmico de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroid Moment Tensor, 2017).

Sismo	Fecha	ϕ_s°	δ°	λ°	Tensor de momento sísmico
Sismo 12	25-09-2005	347	39	-92	$M_{12} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0398 & 0,1945 & -0,0203 \\ 0,1945 & 0,9377 & -0,2086 \\ -0,0203 & -0,2086 & -0,9776 \end{pmatrix}$
Sismo 15	15-11-2007	177	29	-44	$M_{15} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0381 & 0,3776 & 0,6476 \\ 0,3776 & 0,5510 & 0,3347 \\ 0,6476 & 0,3347 & -0,5891 \end{pmatrix}$
Sismo 17	24-08-2011	197	40	-57	$M_{17} = M_0 \begin{pmatrix} -0,1252 & 0,0593 & 0,3564 \\ 0,0593 & 0,9511 & 0,2613 \\ 0,3564 & 0,2613 & -0,8259 \end{pmatrix}$
Sismo 21	24-08-2014	195	45	-73	$M_{21} = M_0 \begin{pmatrix} -0,0393 & -0,0600 & 0,1997 \\ -0,0600 & 0,9956 & 0,0535 \\ 0,1997 & 0,0535 & -0,9563 \end{pmatrix}$

3.3.3. Tensor de Momento Sísmico de los sismos profundos:

Sismo	Fecha	ϕ_s°	δ°	λ°	Tensor de momento sísmico
Sismo 2	28-11-1997	220	10	-168	$M_2 = M_0 \begin{pmatrix} 0,1967 & -0,0645 & -0,8635 \\ -0,0645 & -0,1255 & -0,4695 \\ -0,8635 & -0,4695 & -0,0711 \end{pmatrix}$
Sismo 10	12-10-2002	353	40	-75	$M_{10} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0544 & 0,2765 & -0,2172 \\ 0,2765 & 0,8969 & -0,1423 \\ -0,2172 & -0,1423 & -0,9513 \end{pmatrix}$
Sismo 11	20-06-2003	353	47	-65	$M_{11} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0882 & 0,4093 & -0,2784 \\ 0,4093 & 0,8159 & 0,0979 \\ -0,2784 & 0,0979 & -0,9041 \end{pmatrix}$
Sismo 16	24-05-2010	349	37	-82	$M_{16} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0660 & 0,2560 & -0,1612 \\ 0,2560 & 0,8859 & -0,2467 \\ -0,1612 & -0,2467 & -0,9519 \end{pmatrix}$
Sismo 19	22-11-2011	163	11	102	$M_{19} = M_0 \begin{pmatrix} -0,0535 & -0,1353 & -0,4603 \\ -0,1353 & -0,3129 & -0,8076 \\ -0,4603 & -0,8076 & 0,3664 \end{pmatrix}$
Sismo 22	24-11-2015	350	39	-80	$M_{22} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0664 & 0,2674 & -0,1685 \\ 0,2674 & 0,8969 & -0,1782 \\ -0,1685 & -0,1782 & -0,9633 \end{pmatrix}$
Sismo 23	24-11-2015	350	30	-81	$M_{23} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0525 & 0,2198 & -0,2192 \\ 0,2198 & 0,8028 & -0,4628 \\ -0,2192 & -0,4628 & -0,8554 \end{pmatrix}$
Sismo 24	25-11-2015	344	27	-95	$M_{24} = M_0 \begin{pmatrix} 0,0403 & 0,1800 & -0,0868 \\ 0,1800 & 0,7657 & -0,5843 \\ -0,0868 & -0,5843 & -0,8059 \end{pmatrix}$

Tabla 3.9: Tensores de momento sísmico de los 8 sismos de foco profundo de esta tesis con sus respectivos ángulos del plano de ruptura (base de datos de CMT Harvard, Global Centroid Moment Tensor, 2017).

3.4. Cálculo de los Autovectores y Autovalores:

Para cada uno de los 25 sismos se ha determinado sus autovectores y autovalores mediante la transformación del sistema de coordenadas XYZ (ecuaciones de 2.12) a PBT del tensor de momento sísmico, donde además sus autovectores fueron proyectados en el plano horizontal. Esta proyección espacial de los autovectores, permitieron interpretar el proceso de deformación de cada sismo y comprender la geodinámica que se da en la zona en que ocurrió éste.

El autovector P de un sismo, representa la dirección del esfuerzo de compresión (conocido también como compresión máxima), cuya acción se encuentra en el cuadrante de dilatación (zona blanca) y el autovector T de un sismo, representa la dirección del esfuerzo de extensión (conocido también como compresión mínima), cuya acción se encuentra en el cuadrante de compresión (zona negra).

Para determinar las matrices de autovectores y autovalores se realizó un algoritmo en MATLAB (Anexo A) en el cual se utilizó la base datos de CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Las matrices obtenidas se encuentran en las tablas 3.11, 3.13 y 3.15 separadas según su profundidad.

Las matrices de autovectores están representadas por la letra U, y su primera columna contiene las componentes del esfuerzo de compresión (P), la segunda columna contiene las componentes del esfuerzo nulo (B) y la tercera columna contiene las componentes del esfuerzo extensivo (T), los cuales resultan mutuamente ortogonales.

Las matrices de autovalores están representadas por la letra V, y en ellas se observa que son simétricas y sus trazas son iguales a cero debido a que tienen solo 2 componentes independientes (reales) que se encuentran en la diagonal principal, cuyas magnitudes son M_0 y $-M_0$ y que por su ubicación éstas representarían a dos dipolos de fuerzas. Con lo cual se verifica la acción de una doble cupla o dipolos de fuerzas en la fuente sísmica.

3.4.1. Autovectores y autovalores de los sismos superficiales:

Sismo	Fecha	Región	strike (ϕ_s°)	dip (δ°)	rake (λ°)
Sismo 6	23-06-2001	Cerca de la costa de Perú	310	18	63
Sismo 7	25-06-2001	Cerca de la costa de Perú	314	19	75
Sismo 9	07-07-2001	Cerca de la costa de Perú	306	14	52
Sismo 13	20-10-2006	Cerca de la costa de Perú	327	16	73
Sismo 14	15-08-2007	Cerca de la costa de Perú	321	28	63
Sismo 18	28-10-2011	Cerca de la costa de Perú	326	15	68
Sismo 20	25-09-2013	Cerca de la costa de Perú	307	31	84
Sismo 25	14-01-2018	Cerca de la costa de Perú	305	38	79

Tabla 3.10: Cuadro resumen: Parámetros hipocentrales de los sismos de foco superficial, según Iris (2017) y la base datos de CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor), 2017.

Sismo	Autovectores (U)	Autovalores (V)
Sismo 6	$U_6 = \begin{pmatrix} 0,4201 & 0,9035 & -0,0853 \\ 0,7715 & -0,4050 & -0,4906 \\ -0,4778 & 0,1403 & -0,8672 \end{pmatrix}$	$V_6 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 7	$U_7 = \begin{pmatrix} 0,5030 & 0,8470 & 0,1718 \\ 0,7402 & -0,5248 & 0,4203 \\ -0,4462 & 0,0843 & 0,8909 \end{pmatrix}$	$V_7 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 9	$U_9 = \begin{pmatrix} 0,3199 & 0,9465 & 0,0431 \\ 0,7705 & -0,2864 & 0,5694 \\ -0,5513 & 0,1489 & 0,8209 \end{pmatrix}$	$V_9 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 13	$U_{13} = \begin{pmatrix} 0,2868 & 0,9551 & -0,0745 \\ 0,8212 & -0,2851 & -0,4943 \\ -0,4933 & 0,0806 & -0,8661 \end{pmatrix}$	$V_{13} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 14	$U_{14} = \begin{pmatrix} 0,3095 & 0,9447 & -0,1083 \\ 0,8923 & -0,2492 & 0,3764 \\ -0,3286 & 0,2131 & 0,9201 \end{pmatrix}$	$V_{14} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 18	$U_{18} = \begin{pmatrix} 0,2369 & 0,9710 & 0,0322 \\ 0,8249 & -0,2185 & 0,5214 \\ -0,5133 & 0,0970 & 0,8527 \end{pmatrix}$	$V_{18} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 20	$U_{20} = \begin{pmatrix} 0,7278 & 0,6701 & -0,1461 \\ 0,6410 & -0,7403 & -0,2026 \\ -0,2439 & 0,0538 & -0,9683 \end{pmatrix}$	$V_{20} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 25	$U_{25} = \begin{pmatrix} 0,7273 & 0,6862 & 0,0141 \\ 0,6740 & -0,7179 & 0,1746 \\ -0,1299 & 0,1175 & 0,9845 \end{pmatrix}$	$V_{25} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$

Tabla 3.11: Matrices de autovectores y autovalores de los 8 sismos de foco superficial de esta tesis.

3.4.2. Autovectores y autovalores de los sismos intermedios:

Sismo	Fecha	Región	strike (ϕ_s°)	dip (δ°)	rake (λ°)
Sismo 1	28-10-1997	Norte del Perú	339	38	-89
Sismo 3	03-04-1998	Borde Perú-Brasil	68	13	166
Sismo 4	03-04-1999	Cerca a la costa de Perú	112	20	-87
Sismo 5	29-11-1999	Norte de Chile	236	19	-29
Sismo 8	05-07-2001	Cerca de la costa de Perú	118	22	-89
Sismo 12	25-09-2005	Norte del Perú	347	39	-92
Sismo 15	15-11-2007	Borde de Perú - Ecuador	177	29	-44
Sismo 17	24-08-2011	Borde de Perú - Brasil	197	40	-57
Sismo 21	24-08-2014	Centro del Perú	195	45	-73

Tabla 3.12: Cuadro resumen: Parámetros hipocentrales de los sismos de foco intermedio, según Iris (2017) y la base datos de CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor), 2017.

Sismo	Autovectores (U)	Autovalores (V)
Sismo 1	$U_1 = \begin{pmatrix} -0,0552 & 0,9285 & 0,3672 \\ -0,1093 & -0,3712 & 0,9221 \\ -0,9925 & -0,0107 & -0,1219 \end{pmatrix}$	$V_1 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 3	$U_3 = \begin{pmatrix} 0,0450 & 0,9672 & 0,2500 \\ -0,7582 & -0,1299 & 0,6390 \\ 0,6505 & -0,2183 & 0,7275 \end{pmatrix}$	$V_3 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 4	$U_4 = \begin{pmatrix} -0,4049 & 0,3285 & -0,8533 \\ -0,1237 & -0,9443 & -0,3049 \\ 0,9060 & 0,0179 & -0,4229 \end{pmatrix}$	$V_4 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 5	$U_5 = \begin{pmatrix} 0,2680 & 0,9567 & 0,1137 \\ 0,5652 & -0,0605 & -0,8227 \\ -0,7802 & 0,2847 & -0,5570 \end{pmatrix}$	$V_5 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 8	$U_8 = \begin{pmatrix} 0,3507 & 0,4551 & -0,8185 \\ 0,1725 & -0,8904 & -0,4212 \\ -0,9205 & 0,0065 & -0,3908 \end{pmatrix}$	$V_8 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 12	$U_{12} = \begin{pmatrix} -0,0006 & 0,9799 & 0,1996 \\ 0,1071 & -0,1984 & 0,9743 \\ 0,9943 & 0,0220 & -0,1048 \end{pmatrix}$	$V_{12} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 15	$U_{15} = \begin{pmatrix} 0,5125 & 0,6608 & 0,5484 \\ 0,0601 & -0,6646 & 0,7447 \\ -0,8566 & 0,3487 & 0,3803 \end{pmatrix}$	$V_{15} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 17	$U_{17} = \begin{pmatrix} -0,3684 & -0,9240 & 0,1026 \\ -0,1124 & 0,1538 & 0,9817 \\ 0,9229 & -0,3501 & 0,1605 \end{pmatrix}$	$V_{17} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 21	$U_{21} = \begin{pmatrix} -0,2053 & 0,9772 & 0,0535 \\ -0,0324 & 0,0478 & -0,9983 \\ 0,9782 & 0,2067 & -0,0218 \end{pmatrix}$	$V_{21} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$

Tabla 3.13: Matrices de autovectores y autovalores de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis.

3.4.3. Autovectores y autovalores de los sismos profundos:

Sismo	Fecha	Región	strike (ϕ_s°)	dip (δ°)	rake (λ°)
Sismo 2	28-11-1997	Borde Perú-Bolivia	220	10	-168
Sismo 10	12-10-2002	Oeste de Brasil	353	40	-75
Sismo 11	20-06-2003	Oeste de Brasil	353	47	-65
Sismo 16	24-05-2010	Oeste de Brasil	349	37	-82
Sismo 19	22-11-2011	Centro de Bolivia	163	11	102
Sismo 22	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	350	39	-80
Sismo 23	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	350	30	-81
Sismo 24	25-11-2015	Borde de Perú - Brasil	344	27	-95

Tabla 3.14: Cuadro resumen: Parámetros hipocentrales de los sismos de foco profundo, según Iris (2017) y la base datos de CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor), 2017.

Sismo	Autovectores (U)	Autovalores (V)
Sismo 2	$U_2 = \begin{pmatrix} 0,5440 & 0,4599 & -0,7018 \\ 0,4277 & -0,8716 & -0,2396 \\ 0,7219 & 0,1699 & 0,6708 \end{pmatrix}$	$V_2 = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 10	$U_{10} = \begin{pmatrix} 0,1900 & 0,9346 & 0,3008 \\ 0,0459 & -0,3145 & 0,9481 \\ 0,9807 & -0,1664 & -0,1026 \end{pmatrix}$	$V_{10} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 11	$U_{11} = \begin{pmatrix} 0,2868 & -0,8644 & -0,4129 \\ -0,1159 & 0,3965 & -0,9107 \\ 0,9509 & 0,3091 & 0,0136 \end{pmatrix}$	$V_{11} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 16	$U_{16} = \begin{pmatrix} -0,1221 & 0,9509 & 0,2845 \\ -0,1124 & -0,2981 & 0,9479 \\ -0,9861 & -0,0838 & -0,1433 \end{pmatrix}$	$V_{16} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 19	$U_{19} = \begin{pmatrix} 0,3785 & 0,8757 & -0,2996 \\ 0,7353 & -0,4812 & -0,4773 \\ 0,5621 & 0,0397 & 0,8261 \end{pmatrix}$	$V_{19} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 22	$U_{22} = \begin{pmatrix} -0,1376 & 0,9464 & 0,2922 \\ -0,0734 & -0,3039 & 0,9499 \\ -0,9878 & -0,1093 & -0,1113 \end{pmatrix}$	$V_{22} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 23	$U_{23} = \begin{pmatrix} 0,1526 & 0,9492 & 0,2754 \\ 0,2283 & -0,3049 & 0,9246 \\ 0,9616 & -0,0782 & -0,2632 \end{pmatrix}$	$V_{23} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$
Sismo 24	$U_{24} = \begin{pmatrix} -0,0253 & 0,9790 & 0,2022 \\ -0,3117 & -0,1999 & 0,9289 \\ -0,9498 & 0,0396 & -0,3102 \end{pmatrix}$	$V_{24} = M_0 \begin{pmatrix} -1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1,0000 \end{pmatrix}$

Tabla 3.15: Matrices de autovectores y autovalores de los 8 sismos de foco profundo de esta tesis.

Capítulo 4

Interpretación y Resultados:

En el mapa de la figura 4.1 se representan los mecanismos focales calculados por CMT para los 25 sismos de estudio de esta tesis. Cada mecanismo focal se encuentra acompañado de un círculo de color (los rojos son los sismos superficiales, los amarillos son los sismos intermedios y los azules son los sismos profundos) los cuales representan sus respectivas profundidades.

4.1. Tipos de fallas correspondiente a los mecanismos focales:

Para determinar el tipo de falla de los 25 sismos de esta tesis, se ha utilizado la información de la tabla 4.1, donde a cada ángulo de deslizamiento (rake) del plano de ruptura (λ) le corresponde un tipo de falla. Los ángulos rake han sido obtenidos también de la base de datos de CMT, ver tabla 3.2. También se ha considerado la información de Suetsugu (1995): son de falla inversa si el centro del mecanismo focal se encuentra en el cuadrante de compresión (zona azul) y son de falla normal si el centro del mecanismo focal se encuentra en el cuadrante de dilatación (zona blanca). Además los mecanismos focales son de falla inversa si el ángulo rake es positivo y son de falla normal si el ángulo rake es negativo.

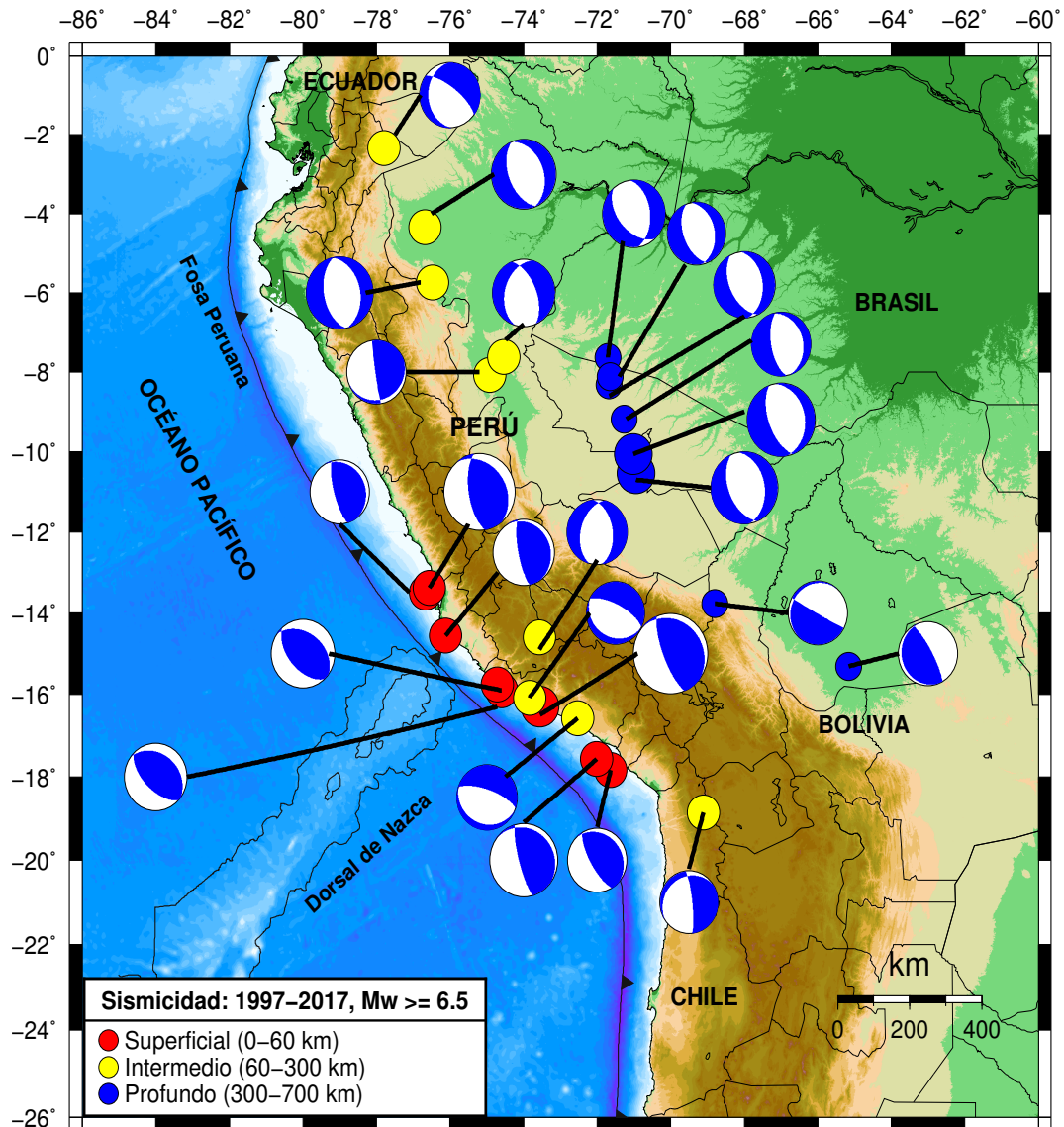


Figura 4.1: Mecanismos focales de la sismicidad del Perú para el periodo 1997-2017 de $M_w \geq 6.5$. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.

4.2. Orientación de la fuente sísmica y de los esfuerzos principales (E. P.):

La orientación de la fuente sísmica para cada uno de los 25 sismos es determinada a partir de sus respectivos mecanismos focales, los cuales han sido calculados por la Universidad de Harvard (CMT) utilizando el método del Centroide y los registros de ondas de volumen, y del manto de periodo largo, según el procedimiento desarrollado por

rake (λ°)	Tipo de Falla
0° o 180°	Transcurrente
90°	Inversa Pura
-90°	Normal Pura
-20° a 20°	Transcurrente Sinestral
20° a 70°	Oblicua - Inversa - Sinestral
70° a 110°	Inversa
110° a 160°	Oblicua - Inversa - Dextral
-160° a 160°	Transcurrente Dextral
-110° a -160°	Oblicua - Normal - Dextral
-70° a -110°	Normal
-20° a 70°	Oblicua - Normal - Sinestral

Tabla 4.1: Tipos de fallas que corresponden a los mecanismos focales según su ángulo de deslizamiento (rake) λ , Miller (2014).

Dziewonski en 1981. O mediante el método de inversión del tensor de momento sísmico (Tavera, 2011).

La orientación de los esfuerzos principales para cada uno de los 25 sismos es determinada de sus respectivas matrices de autovectores, a partir de los ángulos del plano de ruptura obtenidos de la base de datos de CMT.

En los mapas de las figuras (4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7) se representan los mecanismos focales con sus respectivas proyecciones de autovectores P y T en el plano XY, los cuales según Suetsugu (1995) representarían la dirección de las fuerzas que actúan en el hipocentro o en la región de ruptura del sismo.

En el mapa de la figura 4.8 se representa a los ocho sismos de focos superficiales con sus respectivas proyecciones de autovectores. Estos sismos se encuentran en el borde occidental de las regiones centro y sur del Perú. Sus mecanismos focales son de falla inversa (de acuerdo a la tabla 4.1) por lo que los máximos esfuerzos que actúan en sus fuentes sísmicas son del tipo compresivo (P), de los cuales predominan la orientación ENE - OSO (para los sismos S6, S7, S9, S13, S14 y S18) y NE - SO (para los sismos S20 y S25). Las direcciones de sus ejes compresivos son casi perpendiculares a la fosa marina y representarían las mismas direcciones para sus respectivos procesos de ruptura, los cuales también serían paralelos a la dirección en la que se realizaría el proceso de subducción de la placa de Nazca (Vila, 2014). Además según Tavera (2011), las soluciones de sus mecanismos focales guardarían coherencia con el proceso de deformación que se da en la

interfase de las placas de Nazca y Suramericana producto de su convergencia.

Sismo	Región	E. P.	Orientación	Tipo de falla
Sismo 6	Cerca de la costa de Perú	P	ENE -OSO	Oblicua inversa sinistral
Sismo 7	Cerca de la costa de Perú	P	ENE -OSO	inversa
Sismo 9	Cerca de la costa de Perú	P	ENE -OSO	Oblicua inversa sinistral
Sismo 13	Cerca de la costa de Perú	P	ENE -OSO	inversa
Sismo 14	Cerca de la costa de Perú	P	ENE -OSO	Oblicua inversa sinistral
Sismo 18	Cerca de la costa de Perú	P	ENE -OSO	Oblicua inversa sinistral
Sismo 20	Cerca de la costa de Perú	P	NE -SO	inversa
Sismo 25	Cerca de la costa de Perú	P	NE -SO	Inversa

Tabla 4.2: Cuadro Resumen: Los esfuerzos principales (E. P.) de los 8 sismos de foco superficial son de tipo compresivo (P) y de fallas inversas.

En el mapa de la figura 4.9 se representan a los nueve sismos de focos intermedios con sus respectivas proyecciones de autovectores. Siete de estos sismos se encuentran dentro del continente S1, S3, S5, S12, S15, S17 y S21, excepto los S8 y S4, los cuales se encuentran en el borde occidental de la región sur.

Los mecanismos focales de los sismos S1, S4, S5, S8, S12, S15, S17 y S21 son de falla normal (de acuerdo a la tabla 4.1) por lo que los máximos esfuerzos que actúan en sus fuentes sísmicas son de tipo extensivo (T), cuyas orientaciones son diversas: NNE -SSO, E - O, ENE -OSO y NE -SO. Ver figura 4.9.

El mecanismo focal del sismo S3 es de falla inversa (de acuerdo a la tabla 4.1) por lo que los máximos esfuerzos que actúa en su fuente sísmica es de tipo compresivo (P) y su orientación es E - O. Ver figura 4.9.

Los sismos S4 y S8 (figura 4.9) podrían estar asociados a las fuerzas que producen la contorsión de la placa de Nazca al pasar de una subducción subhorizontal (región norte - centro) a una subducción normal (región sur), debido a sus ubicaciones en el borde occidental de la región sur y a sus mecanismos focales, cuyos ejes de esfuerzos principales son del tipo extensivo (T), los cuales tienen orientaciones NNE - SSO (Vila, 2014).

Los S1, S12 y S15 por encontrarse en la región norte arriba de los -6° de latitud (figura 4.9) podrían estar asociados a la contorsión de la placa de Nazca al cambiar de subducción subhorizontal a normal, debido a la llegada de la dorsal de Carnegie en la latitud -4° (Vila, 2014). Esto, además por el tipo de mecanismos focales que presentan, cuyos ejes de esfuerzos principales son del tipo extensivo (T), los cuales tienen como

orientación NE - SO para el S15 y ENE - OSO para los sismos S1 y S12. Según Tavera (2005), estos sismos además guardan relación con los sismos que se han dado en la misma zona, los cuales se han generado debido a la deformación interna de la placa de Nazca en respuesta a las fuerzas que guían su ingreso hacia el interior del manto.

El sismo S17 (figura 4.9) podría estar asociado a la resubducción de la placa de Nazca a la profundidad de 135 km hasta los 170 km, debido a su ubicación al Este de la cordillera Andina en la región central, a la altura de -8° de latitud y a la orientación ENE - OSO de su eje de esfuerzo principal T (Vila, 2014).

El sismo S21 presenta un mecanismo focal que es coherente con el proceso de ruptura por extensión que deforma el interior de la placa oceánica por debajo de la cordillera de los Andes (Tavera, 2014), esto debido a su ubicación en la región sur en el interior del continente y a la orientación E - O de su eje de esfuerzo principal T, el cual además tiene una relación con las fuerzas que movilizan a la placa de Nazca hacia el Este (figura 4.9).

Sismo	Región	E. P.	Orientación	Tipo de falla
Sismo 1	Norte del Perú	T	ENE - OSO	Normal
Sismo 3	Borde Perú-Brasil	P	E - O	Oblicua inversa
Sismo 4	Cerca a la costa de Perú	T	NNE - SSO	Normal
Sismo 5	Norte de Chile	T	E - O	Oblicua normal sinistral
Sismo 8	Cerca de la costa de Perú	T	NNE - SSO	Normal
Sismo 12	Norte del Perú	T	ENE - OSO	Normal
Sismo 15	Borde de Perú - Ecuador	T	NE - SO	Oblicua normal sinistral
Sismo 17	Borde de Perú - Brasil	T	ENE - OSO	Oblicua normal sinistral
Sismo 21	Centro del Perú	T	E - O	Oblicua normal sinistral

Tabla 4.3: Cuadro Resumen: Los esfuerzos principales (E. P.) de los sismos de foco intermedio son de tipo extensivo (T), de fallas normales; excepto el sismo 3, cuyo esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y de falla es inversa.

En el mapa de la figura 4.10 se representan a los ocho sismos de focos profundos con sus respectivas proyecciones de autovectores. De estos sismos, siete tienen mecanismos focales de falla normal (S2, S10, S11, S16, S22, S23 y S24) (de acuerdo a la tabla 4.1) por lo que los máximos esfuerzos que actúan en sus fuentes sísmicas son del tipo extensivo (T), cuyas orientaciones se encuentran de ENE - OSO. Además se caracterizan por encontrarse en la llanura amazónica; y la solución de sus mecanismos focales guardan coherencia con el patrón sismotectónico de la región. Según Vila (2014) la región don-

de se encuentran estos sismos profundos, mostraría una mayor capacidad para transmitir esfuerzos.

El sismo 19 se encuentra en el centro de Bolivia y su mecanismo focal es de falla inversa (de acuerdo a la tabla 4.1) por lo que los máximos esfuerzos que actúa en su fuente sísmica es de tipo compresivo (P), cuya orientación es ENE - OSO. Ver tabla 4.4.

Sismo	Región	E. P.	Orientación	Tipo de falla
Sismo 2	Borde Perú-Bolivia	T	NE - SO	Oblicua normal sinistral
Sismo 10	Oeste de Brasil	T	ENE - OSO	Normal
Sismo 11	Oeste de Brasil	T	ENE - OSO	Oblicua normal sinistral
Sismo 16	Oeste de Brasil	T	ENE - OSO	Normal
Sismo 19	Centro de Bolivia	P	ENE - OSO	Inversa
Sismo 22	Borde de Perú - Brasil	T	ENE - OSO	Normal
Sismo 23	Borde de Perú - Brasil	T	ENE - OSO	Normal
Sismo 24	Borde de Perú - Brasil	T	ENE - OSO	Normal

Tabla 4.4: Cuadro Resumen: Los esfuerzos principales (E. P.) de los sismos de foco profundo son de tipo extensivo (T), de fallas normales; excepto el sismo 19, cuyo esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y de falla inversa.

Mapa 1. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales:

Tabla 4.5: Cuadro resumen. Mapa 1

Sismo	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)
Sismo 1	28-10-1997	Norte del Perú	7.1	-4.35	-76.68	127.5
Sismo 2	28-11-1997	Borde Perú-Bolivia	6.6	-13.77	-68.80	600.0
Sismo 3	03-04-1998	Borde de Perú-Brasil	6.6	-8.08	-74.92	170.1
Sismo 4	03-04-1999	Cerca de la costa de Perú	6.8	-16.58	-72.53	62.6
Sismo 5	29-11-1999	Norte de Chile	6.6	-18.86	-69.11	79.0

Sismo 1: El sismo del 28 de octubre de 1997 corresponde a un mecanismo focal de falla normal casi puro (su ángulo de deslizamiento $\lambda = -89^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 38^\circ$

y $\delta_2 = 52^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.2.

Este sismo se ha generado debido a la deformación interna de la placa de Nazca en respuesta a las fuerzas que guían su ingreso hacia el interior del manto (Tavera, 2005).

Sismo 2: El sismo del 28 de noviembre de 1997 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - normal - sinistral (su ángulo de deslizamiento: $\lambda = -168^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección de ONO - ESE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 10^\circ$ y $\delta_2 = 88^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es NE - SO. Ver figura 4.2.

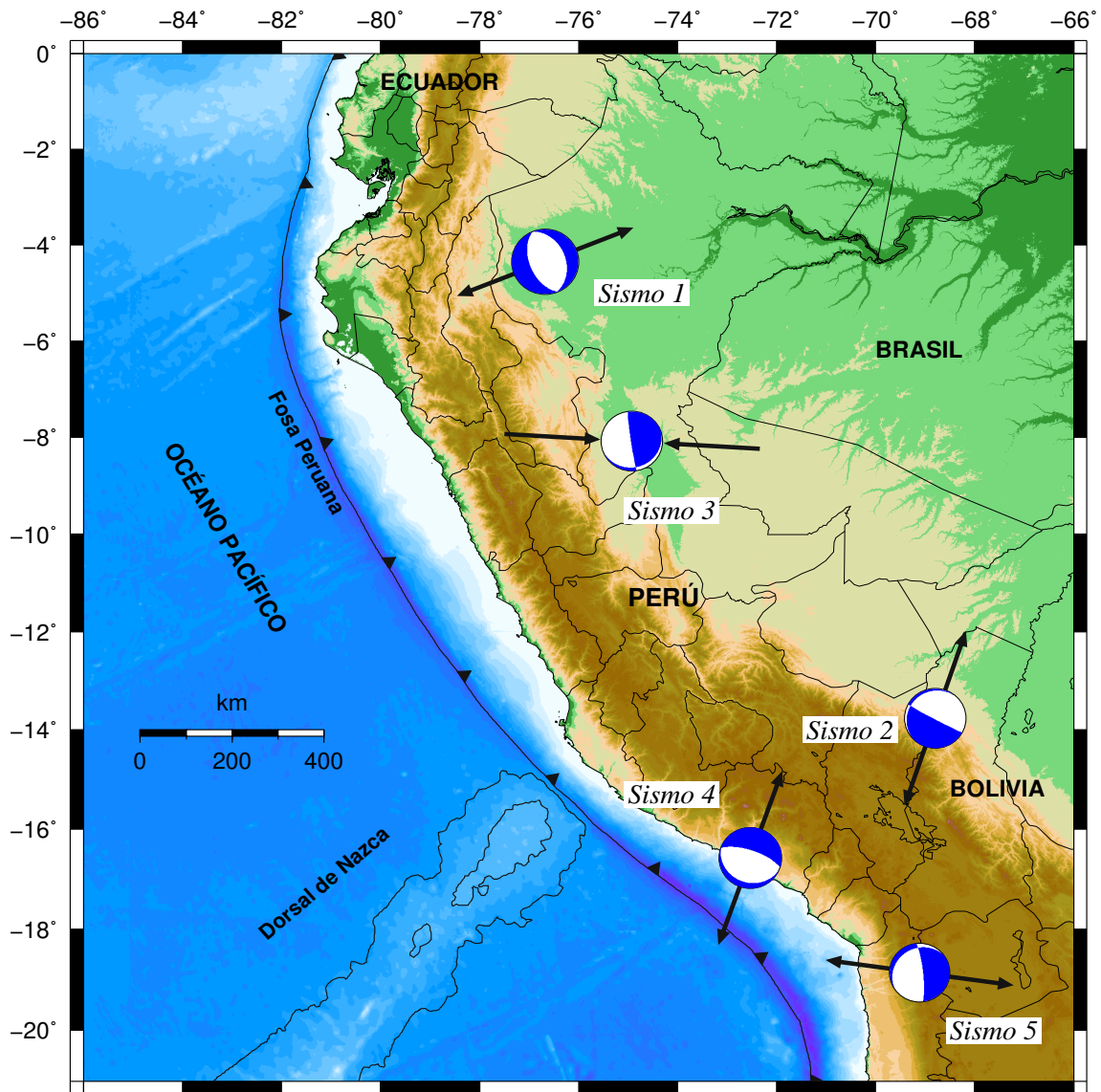
Sismo 3: El sismo del 03 de abril de 1998 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua inversa (su ángulo de deslizamiento: $\lambda = 166^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección de Norte a Sur, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 13^\circ$ y $\delta_2 = 87^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es del tipo compresivo (P) y su orientación es E - O. Ver figura 4.2.

Sismo 4: El sismo del 03 de abril 1999 corresponde a un mecanismo focal de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda = -87^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección de ONO - ESE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 20^\circ$ y $\delta_2 = 70^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es NNE - SSO. Ver figura 4.2.

Además por su ubicación en la región sur del borde occidental, su mecanismo focal y la orientación de su eje de esfuerzo principal T, este sismo podría estar asociado a las fuerzas que producen la contorsión de la placa de Nazca al pasar de una subducción horizontal (región norte - centro) a una subducción normal (región sur) (Vila, 2014).

Sismo 5: El sismo del 29 de noviembre de 1999 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - normal - sinistral (su ángulo de deslizamiento $\lambda = -29^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección de N - S , cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 19^\circ$ y $\delta_2 = 81^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es E - O. Ver figura 4.2.

Figura 4.2: **Mapa 1.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. Global CMT Catalog Search (2017). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.



Mapa 2. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales:

En el mapa de la figura 4.3 se representa el mecanismo focal y la orientación del esfuerzo principal que originó el sismo del 23 junio de 2001 además de sus tres réplicas

principales. Todas ellas se encuentran en la región sur del Perú, donde sus profundidades se encuentran siguiendo una línea de pendiente aproximadamente igual a 30° en dirección NE hasta una profundidad de 300 km (Tavera et al., 2001).

Tabla 4.6: Cuadro resumen. Mapa 2

Sismo	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)
Sismo 6	23-06-2001	Cerca de la costa de Perú	8.4	-16.30	-73.56	2.2
Sismo 7	25-06-2001	Cerca de la costa de Perú	6.7	-17.83	-71.63	33.0
Sismo 8	05-07-2001	Cerca de la costa de Perú	6.5	-16.08	-73.84	71.3
Sismo 9	07-07-2001	Cerca de la costa de Perú	7.6	-17.57	-72.01	33.0

Sismo 6: El sismo del 23 de junio de 2001 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua inversa - sinistral (su ángulo de deslizamiento $\lambda = 63^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 18^\circ$ y $\delta_2 = 74^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y su orientación es ENE - OSO (para Tavera (2011) este eje se orienta en dirección N55° y guardaría coherencia con la dirección de convergencia de las placas en la región sur del Perú). Ver figura 4.3.

Sismo 7: El sismo del 25 de junio de 2001 es la primera réplica principal del sismo del 23 de junio de 2001, y tiene como origen el proceso de convergencia de las placas de Nazca y Suramericana. Su mecanismo focal corresponde a una falla inversa (su ángulo de deslizamiento $\lambda = 75^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NO - SE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 19^\circ$ y $\delta_2 = 71^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.3.

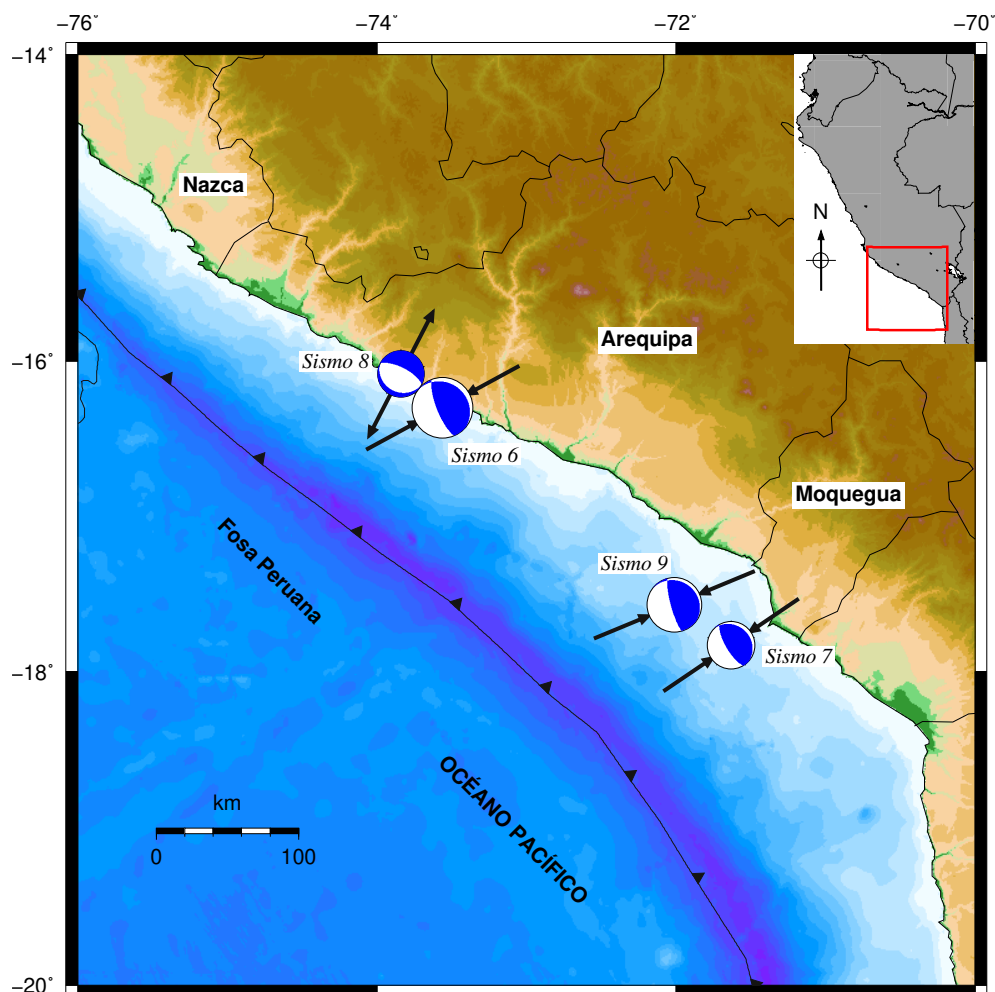
Sismo 8: El sismo del 05 de julio de 2001 es la segunda réplica principal del sismo del 23 de junio de 2001, su mecanismo focal corresponde a una falla normal casi puro (su ángulo de deslizamiento $\lambda = -89^\circ$) y sus planos nodales se encuentran orientados en dirección ONO - ESE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 22^\circ$ y $\delta_2 = 68^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es NNE - SSO. Ver figura 4.3.

Además por su ubicación en la región sur del borde occidental, su mecanismo focal y por la orientación de su eje de esfuerzo principal T, este sismo podría estar asociado a

las fuerzas que producen la contorsión de la placa de Nazca al pasar de una subducción horizontal (región norte - centro) a una subducción normal (región sur) (Vila, 2014).

Sismo 9: El sismo del 07 de julio de 2001 es la tercera réplica principal del sismo del 23 de junio de 2001, el cual también tiene como origen el proceso de convergencia de las placas de Nazca y Suramericana. Su mecanismo focal corresponde a una falla oblicua - inversa - sinistral (su ángulo de deslizamiento $\lambda = 52^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 14^\circ$ y $\delta_2 = 79^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.3.

Figura 4.3: **Mapa 2.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales del terremoto de Arequipa del 23 de junio del 2001 (sismo 6) y de sus tres réplicas principales (sismo 7, sismo 8 y sismo 9). CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.



Mapa 3. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales:

Tabla 4.7: Cuadro resumen. Mapa 3

Sismo	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)
Sismo 10	12-10-2002	Oeste de Brasil	6.9	-8.32	-71.67	516.4
Sismo 11	20-06-2003	Oeste de Brasil	7.0	-7.63	-71.71	572.0
Sismo 12	25-09-2005	Norte del Perú	7.5	-5.74	-76.48	129.1

Sismo 10: El sismo del 12 de octubre de 2002 corresponde a un mecanismo focal de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -75^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 40^\circ$ y $\delta_2 = 51^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.4.

Sismo 11: El sismo del 20 de junio de 2003 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - normal - sinestral (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -65^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 47^\circ$ y $\delta_2 = 49^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.4.

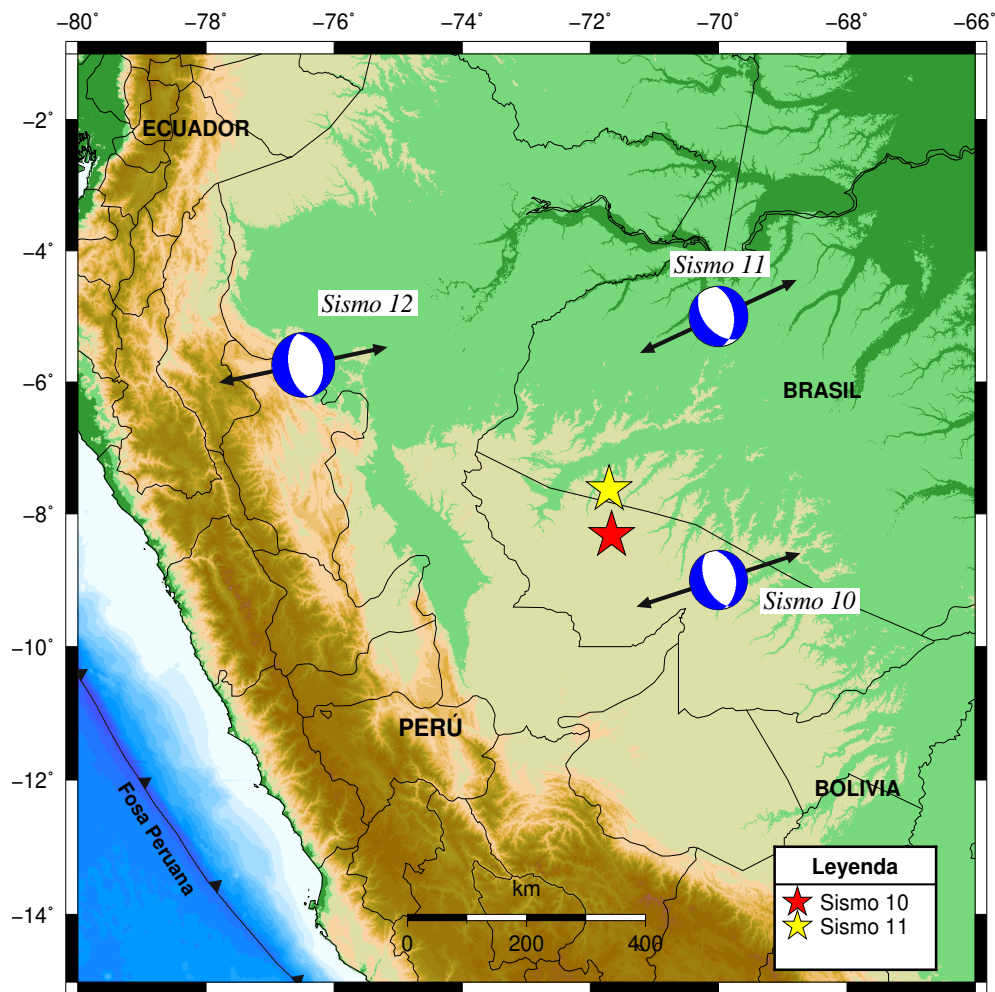
El mecanismo focal de este sismo es similar a otros sismos ocurridos en la misma región como los sismos del 12 de octubre de 2002 (sismo 10), 24 de mayo de 2010 (sismo 16), el doblete sísmico del 24 de noviembre de 2015 (sismos 22 y 23) y del 26 de noviembre de 2015 (sismo 24), todos realizan un proceso de ruptura por extensión en dirección ENE - OSO.

Sismo 12: El sismo del 25 de setiembre de 2005 corresponde a un mecanismo focal de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -92^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 39^\circ$ y $\delta_2 = 51^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.4.

Según Tavera (2005) el eje de esfuerzo de este sismo es paralelo a la dirección del movimiento de las placas, y la solución de su mecanismo focal es similar a otros sismos

ocurridos en la misma región, lo cual confirma el desarrollo de un único patrón de deformación en esta región y con esos niveles de profundidad. Además guarda coherencia con el proceso extensivo que soporta la placa de Nazca cuando se hunde debajo del manto.

Figura 4.4: **Mapa 3.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.



Mapa 4. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales:

Tabla 4.8: Cuadro resumen. Mapa 4

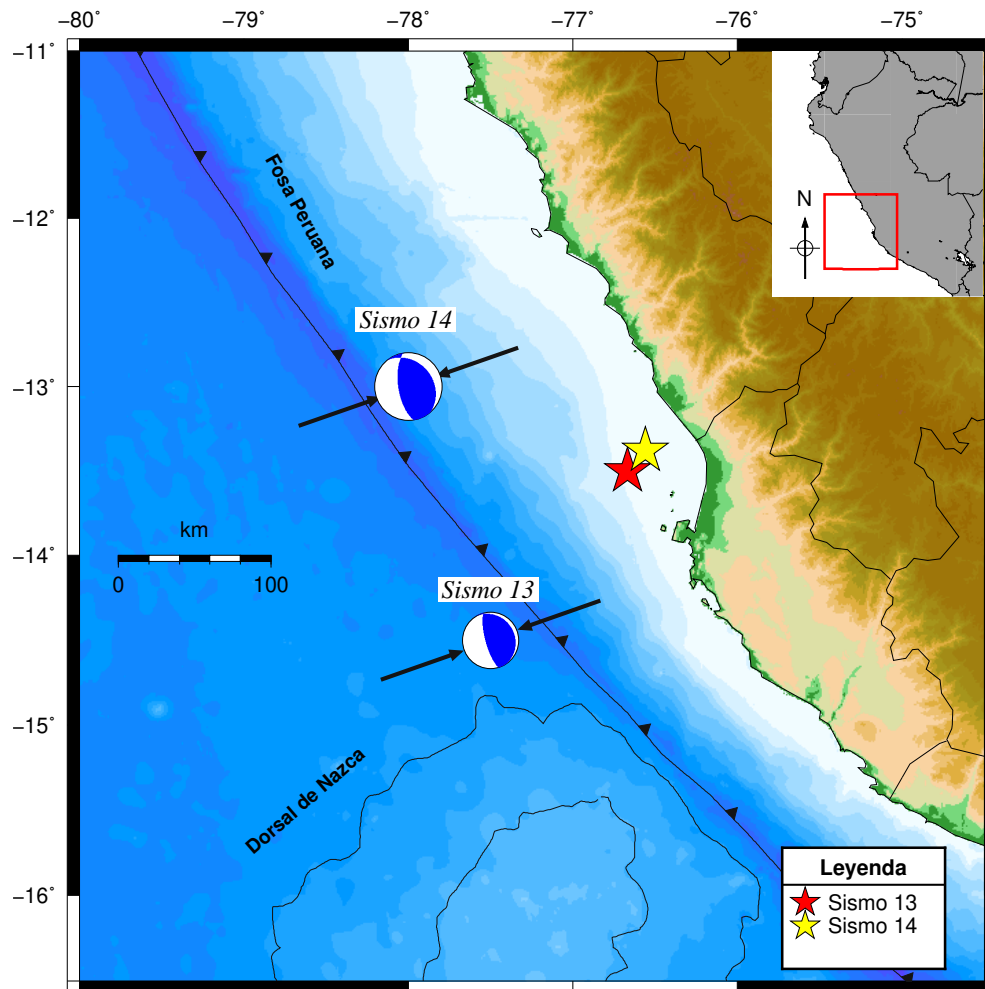
Sismo	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)
Sismo 13	20-10-2006	Cerca de la costa de Perú	6.7	-13.50	-76.67	34.3
Sismo 14	15-08-2007	Cerca de la costa de Perú	8.0	-13.38	-76.56	41.2

Sismo 13: El sismo del 20 de octubre de 2006 corresponde a un mecanismo focal de falla inversa (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = 73^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección de NNO a SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 16^\circ$ y $\delta_2 = 74^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y su orientación es ENE - OSO. Ver figura 4.5.

Sismo 14: El sismo del 15 de agosto de 2007 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - inversa - sinistral (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = 63^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 28^\circ$ y $\delta_2 = 65^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y está orientado de ENE - OSO.

Según Tavera (2007) la profundidad y la orientación de la fuente de este sismo indican de que éste ha sido originado por la continua fricción de las placas de Nazca y Suramericana, debido a la convergencia de las mismas. Ver figura 4.5.

Figura 4.5: **Mapa 4.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.



Mapa 5. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales:

Tabla 4.9: Cuadro resumen. Mapa 5

Sismo	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)
Sismo 15	15-11-2007	Borde de Perú - Ecuador	6.8	-2.34	-77.79	123.6
Sismo 16	24-05-2010	Oeste de Brasil	6.5	-8.12	-71.64	582.1
Sismo 17	24-08-2011	Borde de Perú - Brasil	7.0	-7.62	-74.54	149.3
Sismo 18	28-10-2011	Cerca de la costa de Perú	7.0	-14.56	-76.12	29.0
Sismo 19	22-11-2011	Centro de Bolivia	6.6	-15.31	-65.16	560.3
Sismo 20	25-09-2013	Cerca de la costa de Perú	7.0	-15.90	-74.60	38.2

Sismo 15: El sismo del 15 de noviembre de 2007 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - normal - sinestral (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -44^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados de NO - SE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 29^\circ$ y $\delta_2 = 70^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de NE - SO. Ver figura 4.6.

Además este sismo por encontrarse en la región norte arriba de los -6° de latitud (figura 4.9) podría estar asociado a la contorsión de la placa de Nazca al cambiar de subducción subhorizontal a normal, debido a la llegada de la dorsal de Carnegie. También por su tipo de mecanismo focal, cuyo eje de esfuerzos principal es del tipo extensivo (T), cuya orientación es NE - SO (Vila, 2014).

Sismo 16: El sismo del 24 de mayo de 2010 corresponde a un mecanismo focal de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -82^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados de NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 37^\circ$ y $\delta_2 = 54^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.6.

Sismo 17: El sismo del 24 de agosto de 2011 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - normal - sinestral (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -57^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados de Norte a Sur, cuyos ángulos de buzamiento son δ_1

$= 40^\circ$ y $\delta_2 = 58^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.6.

Además por su ubicación al Este de la cordillera Andina en la región central, a la altura de -8° S y por el tipo de su mecanismo focal, cuyo eje de esfuerzo principal T se encuentra orientado de ENE - OSO, Vila (2014) dice que este sismo podría estar asociado a la resubducción de la placa de Nazca a la profundidad de 135 km hasta los 170 km.

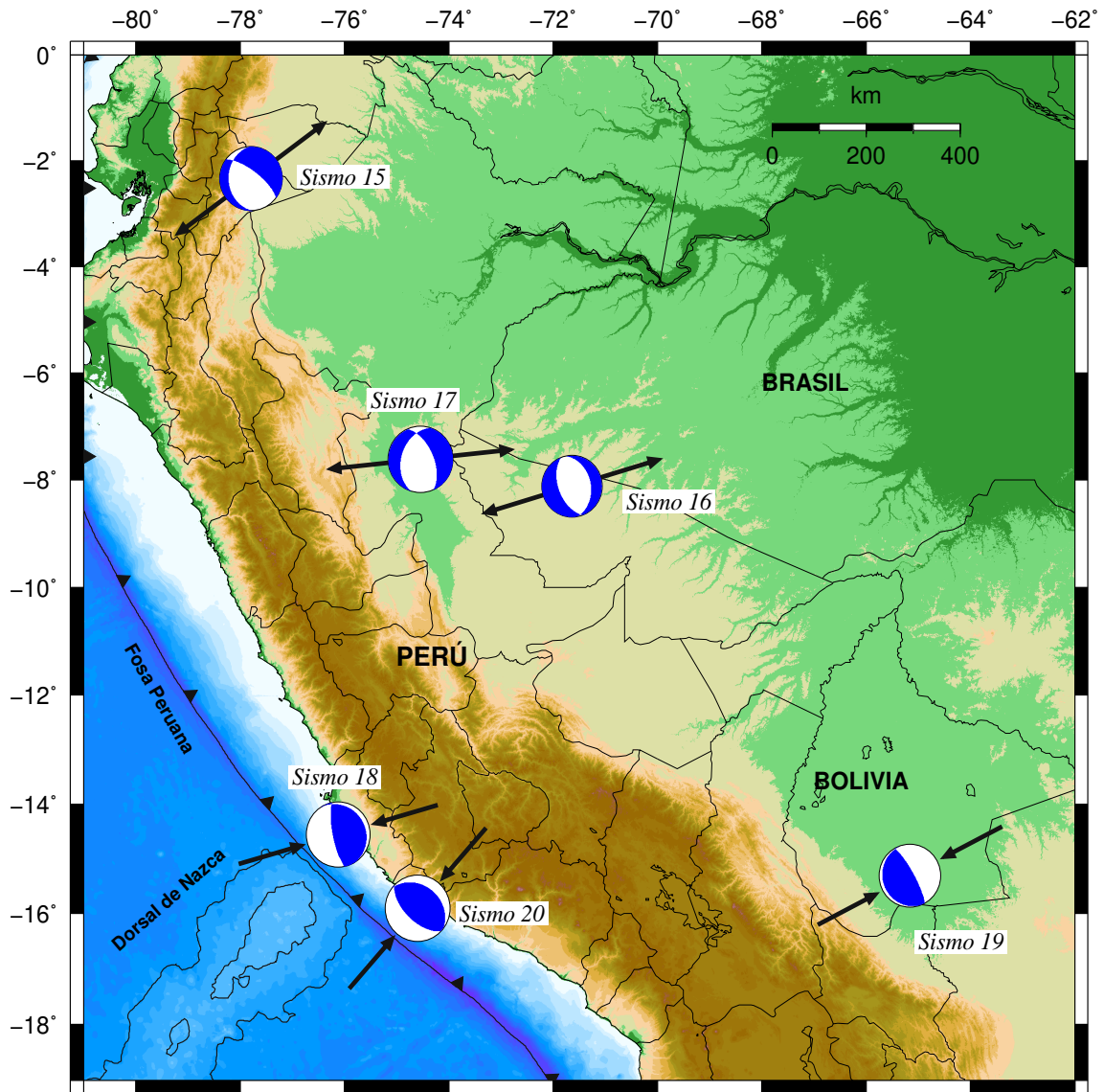
Sismo 18: El sismo del 28 de octubre de 2011 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - inversa - sinistral (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = 68^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 15^\circ$ y $\delta_2 = 76^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.6.

Para Tavera (2011) el mecanismo de la fuente indica el desarrollo de un proceso de ruptura por compresión, el cual guarda coherencia con el proceso de deformación que se da en la interfase de las placas de Nazca y la Suramericana.

Sismo 19: El sismo del 22 de noviembre de 2011 corresponde a un mecanismo focal de falla inversa (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = 102^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 11^\circ$ y $\delta_2 = 79^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.6.

Sismo 20: El sismo del 25 de setiembre de 2013 corresponde a un mecanismo focal de falla inversa (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = 84^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NO - SE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 31^\circ$ y $\delta_2 = 59^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y está orientado de NE - SO. Ver figura 4.6.

Figura 4.6: **Mapa 5.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.



Mapa 6. Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales:

Tabla 4.10: Cuadro resumen. Mapa 6.

Sismo	Fecha	Región	Mw	Lat°	Lon°	H(km)
Sismo 21	24-08-2014	Centro del Perú	6.8	-14.60	-73.57	101
Sismo 22	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	7.6	-10.54	-70.94	606
Sismo 23	24-11-2015	Borde de Perú - Brasil	7.6	-10.06	-71.02	621
Sismo 24	25-11-2015	Borde de Perú - Brasil	6.7	-9.18	-71.26	603
Sismo 25	14-01-2018	Cerca de la costa de Perú	7.1	-15.76	-74.71	39

Sismo 21: El sismo del 24 de agosto de 2014 corresponde a un mecanismo focal de falla oblicua - normal - sinestral (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -73^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección Norte a Sur, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 45^\circ$ y $\delta_2 = 47^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de E - O. Ver figura 4.7.

Su mecanismo focal es coherente con el proceso de ruptura por extensión que deforma el interior de la placa oceánica por debajo de la cordillera de los Andes, además el tipo de su esfuerzo principal guarda relación con las fuerzas que movilizan a la placa de Nazca hacia el Este (Tavera, 2014).

Sismo 22: El sismo del 24 de noviembre de 2015 corresponde a un mecanismo focal de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -80^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 39^\circ$ y $\delta_2 = 52^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.7.

Sismo 23: El sismo del 24 de noviembre de 2015 corresponde a un mecanismo focal de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -81^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 30^\circ$ y $\delta_2 = 61^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.7.

Sismo 24: El sismo del 25 de noviembre de 2015 corresponde a un mecanismo focal

de falla normal (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = -95^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NNO - SSE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 27^\circ$ y $\delta_2 = 63^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo extensivo (T) y está orientado de ENE - OSO. Ver figura 4.7.

Sismo 25: El sismo del 14 de enero de 2018 corresponde a un mecanismo focal de falla inversa (su ángulo de deslizamiento $\lambda_1 = 79^\circ$). Sus planos nodales se encuentran orientados en dirección NO - SE, cuyos ángulos de buzamiento son $\delta_1 = 38^\circ$ y $\delta_2 = 53^\circ$; además su eje de esfuerzo principal es de tipo compresivo (P) y está orientado de NE - SO. Ver figura 4.7.

Figura 4.7: **Mapa 6.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor). Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/>.

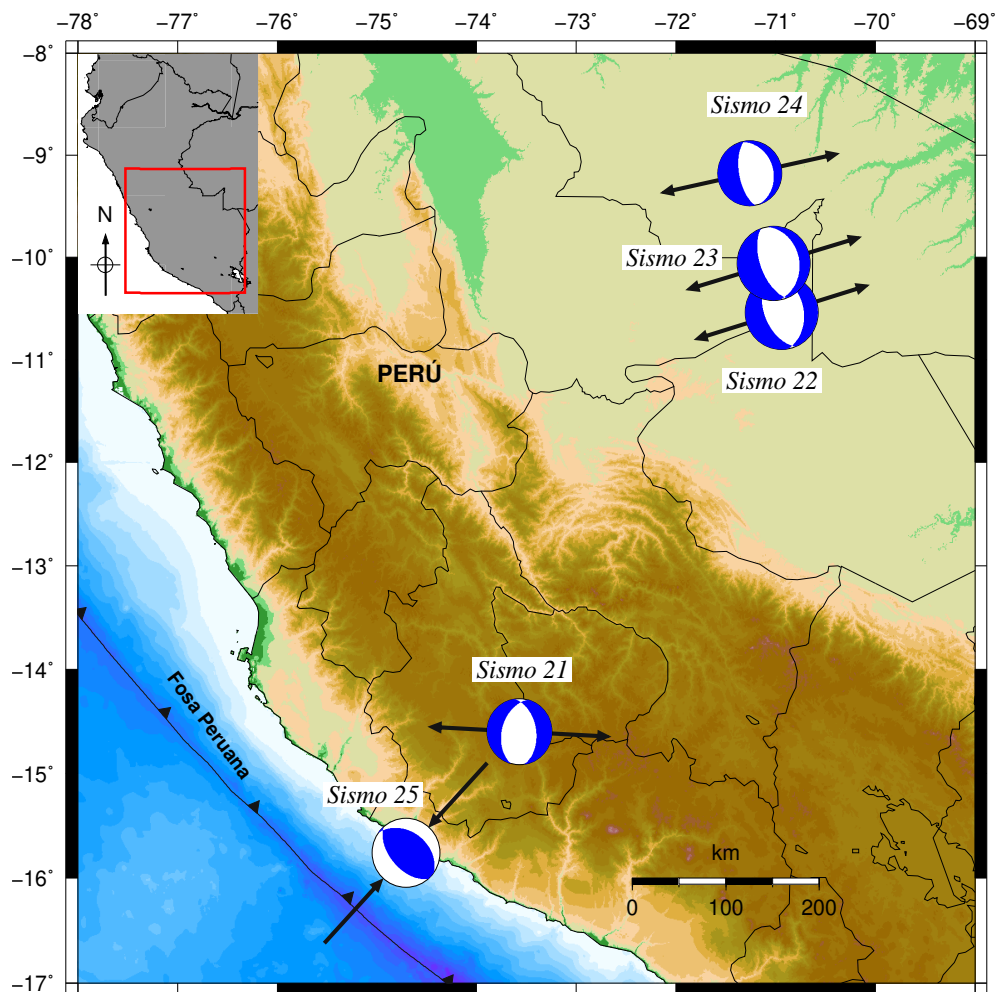


Figura 4.8: **Mapa 7.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales de los 8 sismos superficiales de esta tesis. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor)

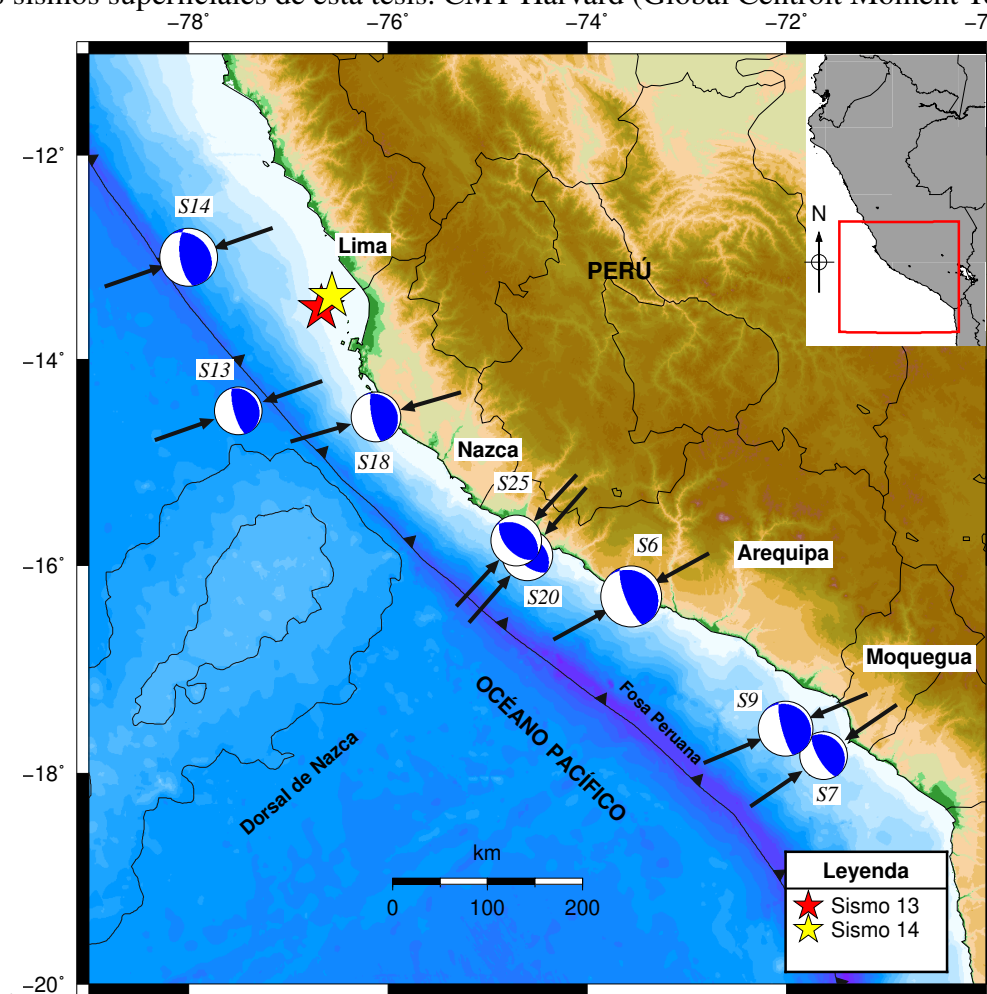


Figura 4.9: **Mapa 8.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales de los 9 sismos de foco intermedio de esta tesis. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor)

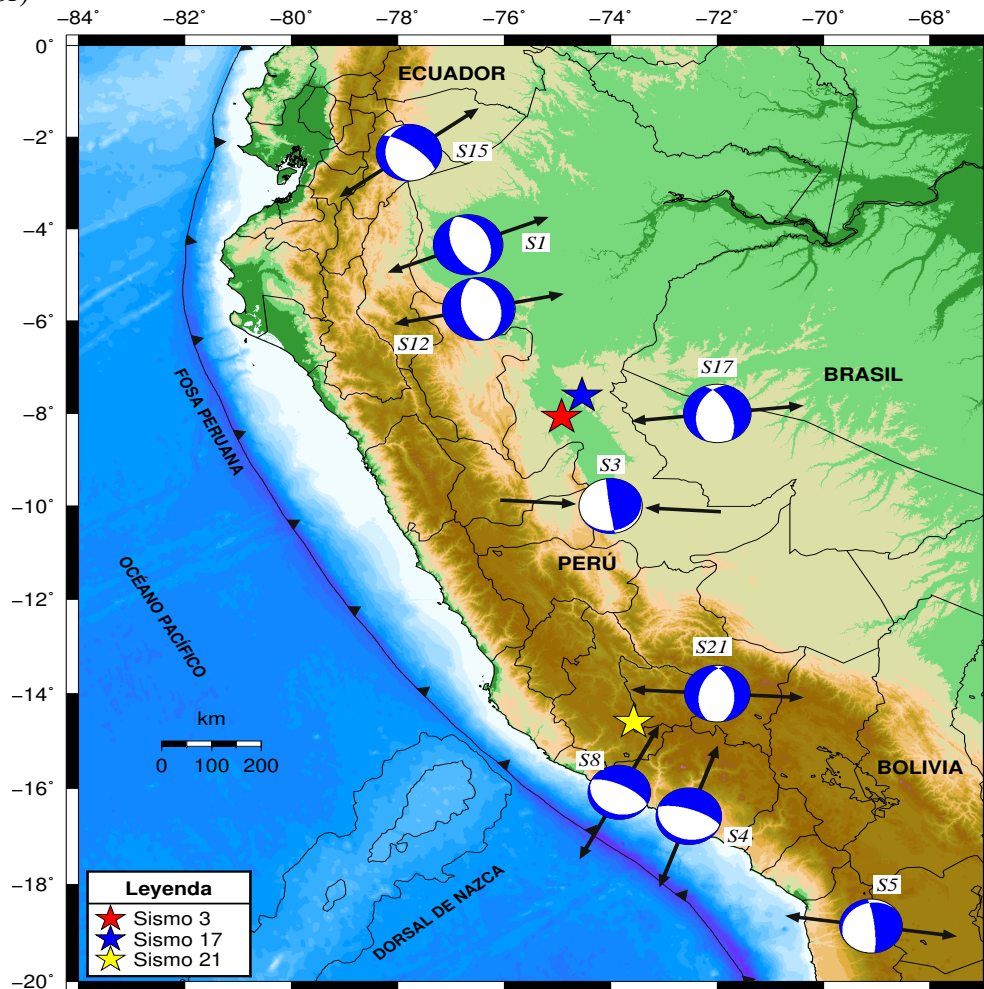
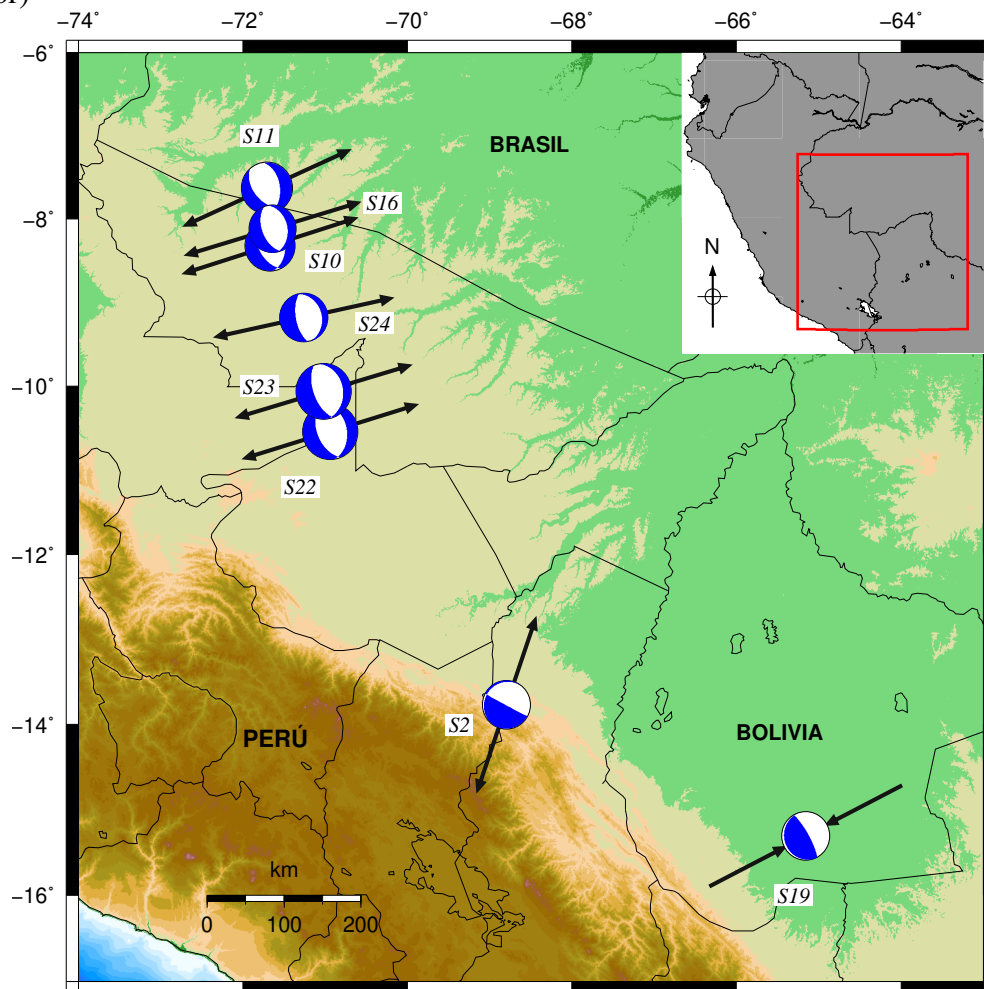


Figura 4.10: **Mapa 9.** Mecanismos focales y orientaciones de los esfuerzos principales de los 8 sismos de foco profundo de esta tesis. CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor)



Capítulo 5

Conclusiones:

- Se ha calculado los tensores de momento sísmico (normalizado) para los 25 sismos de estudio de esta tesis, mediante las ecuaciones 2.12 y utilizando los ángulos del plano de ruptura.
- Se ha obtenido que para todos los sismos de esta tesis la matriz del tensor de momento sísmico (normalizado) es simétrica y su traza es igual a cero, por lo que se daría la conservación del momentum y momento angular en la vecindad de las fuentes sísmicas de estos eventos.
- Se ha calculado para los 25 sismos sus autovectores y autovalores mediante la transformación del sistema de coordenadas XYZ a PBT del tensor de momento sísmico.
- Se ha obtenido que las matrices de autovalores de los 25 sismos tienen solo 2 componentes independientes (reales) que se encuentran en la diagonal principal, cuyas magnitudes son M_0 y $-M_0$ y que por su ubicación representarían a dos dipolos de fuerzas. Con lo cual se verifica la acción de una doble cupla o dipolos de fuerzas en la fuente sísmica.
- Se ha determinado para cada uno de los 25 sismos la orientación de sus esfuerzos principales a partir de sus respectivas matrices de autovectores, los cuales se han proyectado en el plano XY.
- Se ha determinado la orientación de la fuente sísmica para cada uno de los 25 sismos a partir de sus respectivos mecanismos focales.

- Se ha determinado el tipo de falla de los 25 sismos utilizando la información de la tabla 4.1, donde a cada ángulo de deslizamiento (rake) del plano de ruptura le corresponde un tipo de falla. Los ángulos rake han sido obtenidos también de la base de datos de CMT, ver tabla 3.2.
- Se ha obtenido que los ocho sismos de focos superficiales se encuentran en el borde occidental de las regiones centro y sur del Perú. Sus mecanismos focales son de falla inversa, por lo que los máximos esfuerzos que actúan en sus fuentes sísmicas son del tipo compresivo (P), de los cuales predominan la orientación ENE - OSO (para los sismos S6, S7, S9, S13, S14 y S18) y NE - SO (para los sismos S20 y S25). Las direcciones de sus ejes compresivos son casi perpendiculares a la fosa marina y representarían las mismas direcciones para sus respectivos procesos de ruptura, los cuales también serían paralelos a la dirección en la que se realizaría el proceso de subducción de la placa de Nazca (Vila, 2014). Además según Tavera (2011), las soluciones de sus mecanismos focales guardarían coherencia con el proceso de deformación que se da en la interfase de las placas de Nazca y Suramericana producto de su convergencia.
- Se ha obtenido nueve sismos de focos intermedios, siete de ellos se encuentran dentro del continente S1, S3, S5, S12, S15, S17 y S21, excepto los S8 y S4, los cuales se encuentran en el borde occidental de la región sur.
- Se ha obtenido que los mecanismos focales de los sismos de focos intermedios S1, S4, S5, S8, S12, S15, S17 y S21 son de falla normal, por lo que los máximos esfuerzos que actúan en sus fuentes sísmicas son de tipo extensivo (T), cuyas orientaciones son diversas: NNE - SSO, E - O, ENE - OSO y NE - SO.
- Se ha obtenido que el mecanismo focal del sismo intermedio S3 es de falla inversa, por lo que los máximos esfuerzos que actúa en su fuente sísmica es de tipo compresivo (P) y su orientación es E - O.
- Se ha obtenido que los sismos intermedios S4 y S8 podrían estar asociados a las fuerzas que producen la contorsión de la placa de Nazca al pasar de una subducción subhorizontal (región norte - centro) a una subducción normal (región sur), debido a

sus ubicaciones en el borde occidental de la región sur y a sus mecanismos focales cuyos ejes de esfuerzos principales son del tipo extensivo (T) y los cuales tienen orientaciones NNE - SSO (Vila, 2014).

- Se ha obtenido que los S1, S12 y S15 por encontrarse en la región norte arriba de los -6° de latitud (figura 4.9) podrían estar asociados a la contorsión de la placa de Nazca al cambiar de subducción subhorizontal a normal, debido a la llegada de la dorsal de Carnegie en la latitud -4° . Esto, además por el tipo de mecanismos focales que presentan, cuyos ejes de esfuerzos principales son del tipo extensivo (T), los cuales tienen como orientación NE - SO para el S15 y ENE - OSO para los sismos S1 y S12 (Vila, 2014).
- Se ha obtenido que el sismo intermedio S17 podría estar asociado a la resubducción de la placa de Nazca a la profundidad de 135 km hasta los 170 km, debido a su ubicación al Este de la cordillera Andina en la región central, a la altura de -8° de latitud y a la orientación ENE - OSO de su eje de esfuerzo principal T (Vila, 2014).
- Se ha obtenido que el sismo intermedio S21 presenta un mecanismo focal que es coherente con el proceso de ruptura por extensión que deforma el interior de la placa oceánica por debajo de la cordillera de los Andes (Tavera, 2014), esto debido a su ubicación en la región sur en el interior del continente y a la orientación E - O de su eje de esfuerzo principal T, el cual tiene una relación con las fuerzas que movilizan a la placa de Nazca hacia el Este.
- Se ha obtenido ocho sismos de focos profundos, siete de ellos tienen mecanismos focales de falla normal (S2, S10, S11, S16, S22, S23 y S24), por lo que los máximos esfuerzos que actúan en sus fuentes sísmicas son del tipo extensivo (T), cuyas orientaciones se encuentran de ENE - OSO. Además se caracterizan por encontrarse en la llanura amazónica; y la solución de sus mecanismos focales guardan coherencia con el patrón sismotectónico de la región. Según Vila (2014) la región donde se encuentran estos sismos profundos, mostraría una mayor capacidad para transmitir esfuerzos.
- Se ha obtenido que el sismo 19 se encuentra en el centro de Bolivia y su mecanismo

focal es de falla inversa, por lo que los máximos esfuerzos que actúa en su fuente sísmica es de tipo compresivo (P), cuya orientación es ENE - OSO.

Anexos

Anexo A

Anexo: Programa - Algoritmo numérico

El siguiente algoritmo realizado en Matlab, determina la matriz de \hat{n} (el cual representa el vector normal al plano de ruptura), la matriz de \hat{d} (el cual representa el vector de deslizamiento del techo sobre el plano de ruptura), el tensor de momento sísmico normalizado a M_0 , la matriz autovector (U) y la matriz autovalor (V) de un evento sísmico.

```
Mo = input ( 'Momento sísmico: Mo = ');
strike = input ( 'strike = ');
dip = input ( 'dip = ');
rake = input ( 'slip = ');
dip = pi/180*dip;
strike = pi/180*strike;
rake = pi/180*rake;
Mxx = -Mo*( sin ( dip ) * cos ( rake ) * sin ( 2 * strike ) +
    sin ( 2 * dip ) * sin ( rake ) * sin ( strike ) ^ 2 );
Mxy = Mo*( sin ( dip ) * cos ( rake ) * cos ( 2 * strike ) +
    0.5 * sin ( 2 * dip ) * sin ( rake ) * sin ( 2 * strike ) );
Mxz = -Mo*( cos ( dip ) * cos ( rake ) * cos ( strike ) +
    cos ( 2 * dip ) * sin ( rake ) * sin ( strike ) );
Myy = Mo*( sin ( dip ) * cos ( rake ) * sin ( 2 * strike ) -
    sin ( 2 * dip ) * sin ( rake ) * cos ( strike ) ^ 2 );
Myz = -Mo*( cos ( dip ) * cos ( rake ) * sin ( strike ) -
```

```

        cos(2*dip)*sin(rake)*cos(strike));
Mzz = Mo*sin(2*dip)*sin(rake);
disp('Vector normal al plano de falla')
N = [-sin(dip)*sin(strike) sin(dip)*cos(strike) -cos(dip)];
n = N'
disp('Vector de deslizamiento')
D = [cos(rake)*cos(strike)+ sin(rake)*cos(dip)*sin(strike)
      cos(rake)*sin(strike)-sin(rake)*cos(dip)*cos(strike)
      -sin(rake)*sin(dip)];
d = D'
Disp('Componentes de la matriz autovector (U)')
t = (n + d)/sqrt(2)
p = (n - d)/sqrt(2)
b = cross(n,d)
disp('Tensor de momento sísmico normalizado a Mo: ')
M = [Mxx Mxy Mxz; Mxy Myy Myz; Mxz Myz Mzz]/M0
disp('Autovector (U) y autovalor (V): ')
[U,V] = eig(M)
az1 = atan2(U(2,1),U(1,1));
az1 = az1*180/pi;
az2 = atan2(U(2,2),U(1,2));
az2 = az2*180/pi;
az3 = atan2(U(2,3),U(1,3));
az3 = az3*180/pi;

R = [az1 r1; az2 r2; az3 r3]
falla = input('Tipo de falla 1 (normal) o 2 (inversa) =');

if falla == 2; % falla inversa
    Lon = input('longitud = ');
    Lat = input('latitud = ');

```

```
Coordenada1 = [Lon - 0.7*cosd(90-az1) Lat - 0.7*sind(90-az1)]  
Coordenada2 = [Lon + 0.7*cosd(90-az1) Lat + 0.7*sind(90-az1)]  
end
```


Anexo B

Anexo: Funciones de Green

Las función de Green representa los desplazamientos generados por fuerzas impulsivas que actúan en un punto de un medio particular, sus derivados representan desplazamientos debido a cuplas o dipolos de fuerzas impulsivas (Udías, Madariaga y Buforn, 2014).

Para Shearer (2009), estos desplazamientos observados a cierta distancia pueden encontrarse relacionados con las propiedades de la fuente que lo origina.

Según Morales (2016) si una fuerza impulsiva \mathbf{f} es aplicada en el punto $\mathbf{x} = \xi$ en un tiempo $t = \tau$ y en la dirección η , entonces se puede escribir la i -ésima componente del desplazamiento en un punto cualquiera (\mathbf{x}, t) como $G_{i\eta}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau)$.

El desplazamiento medido en un receptor en la posición \mathbf{x} es representada por la función $u(\mathbf{x}, t)$, la cual resulta de una fuente. En forma general $u(\mathbf{x}, t)$ representará una función complicada de la densidad de la Tierra y la velocidad sísmica, e incluirá múltiples fases sísmicas y reverberaciones. Ahora, la función $u(t)$ variará para diferentes fuentes y posiciones del receptor. Sin embargo, para cada $\mathbf{f}(\xi, \tau)$ y \mathbf{x} , existe un único $u(t)$ que describe la respuesta de la Tierra y que podría calcularse si la estructura de la Tierra se conociera con suficiente precisión. Teniendo en consideración este problema, definimos la función de Green, $G(\mathbf{x}, t)$, para separar las propiedades de la fuente sísmica con todo lo relacionado con la propagación de las ondas. Por consiguiente, $G(\mathbf{x}, t)$ da el desplazamiento en el punto \mathbf{x} el cual es resultado de la función fuerza unitaria aplicada en el punto $\mathbf{x} = \xi$. En general esto sería denotado por la siguiente ecuación:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{i\eta}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau) \mathbf{f}_\eta(\xi, \tau) \quad (\text{B.1})$$

Donde u es el desplazamiento, \mathbf{f} es el vector fuerza y G es la función de Green elastodinámica.

Anexo C

Anexo: Funciones de Green y el Tensor de momento sísmico

Para Shearer (2009), el tensor de momento sísmico proporciona una representación general de las fuerzas generadas internamente en la Tierra, las cuales actúan en un punto de un medio elástico. Y a pesar de que esto es una idealización, dice que este ha demostrado ser una buena aproximación para modelar las respuestas sísmicas distantes para fuentes que son pequeñas en comparación con las longitudes de ondas observadas. Las fuentes más grandes y complicadas también se pueden modelar utilizando la representación del tensor de momento sísmico, pero considerando la suma de fuerzas puntuales actuando en diferentes direcciones.

Para una fuente pequeña, el desplazamiento resultante de una cupla de fuerzas en $\mathbf{x} = \xi$ en términos de la función de Green de fuerza puntual, es representado como:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{i\eta}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau) \mathbf{f}_\eta(\xi, \tau) - G_{i\eta}(\mathbf{x}, t; \xi - \hat{\xi}_k \cdot d, \tau) \mathbf{f}_\eta(\xi, \tau) \quad (\text{C.1})$$

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{i\eta}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau)}{\partial (\xi)_k} \mathbf{f}_\eta(\xi, \tau) \cdot d \quad (\text{C.2})$$

Donde los vectores fuerza \mathbf{f}_η están separados por una distancia d en la dirección $\hat{\xi}_k$. El producto de $\mathbf{f}_\eta \cdot d$ es la k -ésima columna de M_{nk} , por lo tanto tenemos que:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{i\eta}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau)}{\partial (\xi)_k} \cdot M_{\eta k}(\xi, \tau) \quad (\text{C.3})$$

De esta ecuación se observa la relación lineal que existe entre el desplazamiento y las componentes del tensor de momento sísmico y que envuelve las derivadas espaciales de la función de Green de fuerza puntual.

Anexo D

Anexo: Centroide del Tensor de momento sísmico

Según Udías, Madariaga y Buforn (2014), el tiempo de origen y la ubicación de la fuente puntual no corresponden con el tiempo de origen y la ubicación del inicio de ruptura, los cuales son determinados del primer arribo de las ondas P y S de periodo relativamente corto; sino al centroide de la distribución del momento sísmico en el espacio y tiempo. La diferencia entre la ubicación del centroide y el inicio de ruptura puede ser muy significativa, excepto para terremotos muy pequeños (Dziewonski y Woodhouse, 1983).

La posición del centroide del momento sísmico es considerada como la mejor aproximación de la ubicación espacial de la fuente puntual, y el tiempo de origen como el correspondiente a la mejor estimación del tiempo para la misma fuente. El centroide, espacialmente corresponde al centro geométrico de gravedad de la superficie del plano de ruptura con respecto a la distribución del momento sísmico. La distancia Δx entre el centroide y el hipocentro depende de la ubicación del inicio de ruptura en el plano de ruptura, el cual puede ser aproximadamente igual a la mitad de la dimensión (L) del plano de ruptura ($\Delta x = L/2$). El tiempo de origen del centroide puede ser aproximadamente igual a la mitad de la duración en la fuente ($\Delta t = L/2v$) incluso cuando el centroide y el hipocentro coincidan. Cuando el tensor de momento sísmico se encuentra en el centroide, esto es conocido como centroide del tensor de momento (Udías, Madariaga y Buforn, 2014).

Referencias:

- [Aki1966] Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 44, 73-88.
- [Bernal2013] Bernal, I., Arredondo, L., y Tavera, H.(2013). Sismo de Yauca-Acarí de Septiembre, 2013 (6.9 M_L / 7.0 M_w (Arequipa). *Informe A-003 de la Dirección de Sismología*. (p. 1 - 12).
- [Cast2004] Castillo, P. and Lonsdale, P. (2004). Geochemistry of Alvarado and Sarmiento ridges suggests widespread Galapagos plume-upper Mantle interaction in the Mioceno Eastern pacífico. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2004*. V33G-03.
- [Dziew81] Dziewonski, A., Chou, T. and Woodhouse, J. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86, B4, 2825-2852, 1981. doi:10.1029/JB086iB04p02825
- [Dziew83] Dziewonski, A. and Woodhouse, J. (1983). Studies of the seismic source using normal mode theory. *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, eds. Kanamori, H. and Boschi, E. New York, North Holland, 45-137.
- [Dorb90] Dorbath, L., Cisternas, A., and Dorbath, C. (1990). Assement of the size of large and great historicak earthquakes in Peru. *Bulletin de Seismological Society of America*, Vol. 80, No 3, p. 551 -576.
- [Ekst2004] Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9, 2012. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002

- [Elpais2011] El País (2011). *Un terremoto de 6.5 grados sacude el noreste de Bolivia*. Recuperado de <http://www.elpais.com.co/mundo/un-terremoto-de-6-7-grads-sacude-el-noreste-de-bolivia.html>.
- [Funvis2017] Funvisis, Fundación Venezolana de investigaciones sismológicas (2017). Recuperado el 18 de julio de 2017, de <http://www.funvisis.gob.ve>.
- [Green1989] Green, H. y Burnley, P. (1989). A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature*, 341, p. 733-737.
- [GlobalCMT2017] Global CMT Web Page (2017). *Global CMT Catalog Search (2017)*. Recuperado el 22 de febrero de 2017, de <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- [Ham2001] Hammer, J., Zavala, C. y Sánchez, R. (2001). El terremoto del 23 de junio del 2001 en el Sur del Perú. *Informe sobre el reconocimiento del 27 al 30 de Agosto del 2001 en las zonas afectadas (Tacna, Moquegua y Arequipa)*[s.n], p. 1 - 3.
- [Heras2002] Heras, H. (2002). *Análisis de la distribución del valor de "b" en la zona de subducción de Perú*. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa - Perú.
- [Heinb2002] Heinbockel, R.(2002). *Gravity and magnetic investigations along the Peruvian continental margin*. Dissertation. Universitat Hamburg, Hamburgo - Alemania.
- [Havs2010] Havskov, J. y Ottemöller, L. (2010). Routine data processing in earthquake seismology. Department of Earth Science. Universidad of Bergen, Noruega. Springer.
- [IRIS2017] IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology (2017). Recuperado el 20 de enero de 2017, de <http://ds.iris.edu/wilber3>.
- [Jam1990] James, D. and Snoke, J. (1990). Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 95, B4, p. 4989-5001.
- [Jim2015] Jiménez, C. (2015). *El maremoto notable de 1746*. Tesis de Maestría en Física, UNMSM, Perú.(p. 48 - 51).
- [Jim2018] Jiménez, C., Calvo, M., Saavedra, M. y Molina, W. (2016). Características de la fuente del doblete sísmico de foco profundo de Perú de 2015. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 8, p. 75 - 82.

- [Kirby1991] Kirby, S., Durham, W. y Stern, L. (1991). Mantle phases changes and deep-earthquakes faulting in subducting lithosphere. *Science*, 252, p. 216-225.
- [Krab2004] Krabbenhoft, A., Bialas, J., Koop, H., Kukowski, N. and Hubscher C. (2004). Crustal structure of the peruvian continental margin from wide-angle seismic studies. *Geophysical Journal International*, 159, 2, p. 749 - 764.
- [Laz2006] Lázares, F., Salinas, R. y Alva, H. (2006). Informe preliminar del sismo de Pisco - Ica del 20 de Octubre del 2006. *Informe de la UNI - Facultad de Ingeniería Civil, CISMID*[s.n], p. 1 - 9.
- [Muñoz2010] Muñoz, A. y Gerardo de Vicente (2010). Cálculo del mecanismo focal de un terremoto. *Reduca (Geología, serie tectónica). Departamento de Geodinámica - Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid - IGEO CSIC-UCM*, 2 (6), p. 22 - 40.
- [Miller2014] Miller, M. (2014). Mecanismo focal. *Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción - Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas - Sismología Aplicada y de Exploración*. (p. 1 - 6).
- [Mora2016] Morales C. (2016). Marco teórico. *Inversión del tensor de momento sísmico y función fuente temporal de terremotos utilizando registros de campo cercano*. (p. 6 - 19). Chile.
- [Olaiz2006] Olaiz, A., De Vicente, G., Muñoz, A. y Vegas, R. (2006). Mapa de esfuerzos de Europa a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico. *Grupo de Tectonofísica Aplicada - Dpto. Geodinámica - Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Geogaceta*, (40), p. 44 - 58.
- [Ore2007] Orellana J. (2007). Informe sísmico del año 2007. *Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico de Ecuador*. (p. 1 - 16).
- [Ocola2008] Ocola, L. (2008). El Gap sísmico de Trujillo-Chiclayo y los sismos notables en la zona de subducción del noroeste del Perú. *XIV Congreso Peruano de Geología*.
- [Ocola2010] Ocola, L., (2010). Previsión de desastres sísmicos: Avances en el Perú. *Academia Nacional de Ciencias*, (5), p. 33 - 39.
- [Papaz2010] Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos D., Karakaisis, G. (2004).

- Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. XXXVI, p. 1482-1489.
- [Piro2017] Piñero, A. (2017). Marco teórico. *Interpretación estructural del sistema de fallas de Boconó a partir de una secuencia sísmica en Lagunillas, Estado Mérida*. (p. 22 - 29). Venezuela.
- [Rod] Rodríguez, J. [s. f.]. Mecanismo Focal de un terremoto. *Dpto de Edafología y Geología. Univerdidad de La Laguna*. España. Recuperado de <https://jrlosada.webs.ull.es/losada>.
- [Rob2006] Robinson, D., Das, S. and Watts, A. (2006). Earthquake ruptures stalled by a subduction fracture zone. *Science*, 312: 1203 - 1205.
- [Rue2006] Rueda, J. (2006). *Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, p.71 - 185.
- [Silg78] Silgado, E. (1978), Cronología y características detalladas de los sismos en el Perú. *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú en el periodo de 1513 - 1974*, (Boletín 3), p. 16. Perú: Instituto de Geología y Minería.
- [Sykes81] Sykes, L., Kisslinger, J., House, L., Davies, J. and Jacob, K. (1981). Rupture zone of great earthquakes along the Alaska-Aleoutian Arc. *Earthquake Prediction*. Simpson, D. and Richards, P. (Editors), Maurice Ewing Series 4, Am. Geophys. Un., 73-80.
- [Seb85] Sebrier, M., Huamán, D., Blanc, J., Macharé, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1985). Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú. *IGP - LGDI Proy. Sisra, Grupo Peruano de Neotectónica*. (p. 96).
- [Suet95] Suetsugu, D. (1995). *Source Mechanism Practice*. Japón: [s. n.].
- [Stein2003] Stein, S. and Wysession, M. (2003). Earthquakes. *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Estructure*. (p. 215 - 285). Oxford: Blackwel Publishing.
- [Sis2007] *Sismo no tuvo réplicas* (2007). Recuperado de <https://www.eluniverso.com/2007/11/16/0001/12/64C3B6302DA7465784A73EB5F3AF0156.html>.
- [Shea2009] Shearer, P. (2009). Earthquakes and source theory. *Stress and strain* (2a ed., p. 17- 23). EE. UU., New York: Cambridge University Press.

- [Shea2009] Shearer, P. (2009). Earthquakes and source theory. *Introduction to seismology* (2da edición, p. 241- 248). EE. UU, New York: Cambridge University Press.
- [Tav95] Tavera, H. (1995). *Mecanismo Focal de Terremotos en Perú: 30 de mayo de 1990 y 18 de abril de 1993* (Tesis de suficiencia investigadora). Departamento de Geofísica y Meteorología, Madrid, España.
- [Tav98] Tavera, H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra*, Vol. 10, p. 187 - 219. Madrid.
- [Tav99] Tavera, H., Fernández, E., Perez, I., Salas, H., Rodríguez, S., Vilcapoma, L., Sánchez, B., Inza, A. y Agüero, C. (1999). El terremoto de Arequipa del 3 de abril de 1999 ($M_W = 6,6$). *Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos, Sismología*. (p. 1 - 22).
- [Tav99] Tavera, H., Fernández, E., Salas, H., Antayhua, Y. y Bernal, I. (1999). Mecanismo focal de los terremotos de Arequipa del 8 de octubre de 1998 ($M_W = 6,0$) y 3 de abril de 1999 ($M_W = 6,5$). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, (9), 1 - 28.
- [Tav2001] Tavera, H., Salas, H., Jiménez, C., Antayhua, Y., Vilcapoma, L., Millones, J., Bernal, I., Zamudio, Y., Carpio, J., Agüero, C., Pérez-Pacheco, I. y Rodríguez, S. (2001). El terremoto de Arequipa del 23 de junio del 2001. *Informe preliminar del Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de datos geofísicos, Sismología*, p. 1 - 16.
- [Tav2002a] Tavera H. y Antayhua Y. (2002). Parámetros del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres Réplicas de Magnitud mayor deducidos del Análisis Espectral de Ondas de Volumen. *Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001*. (p. 99 - 104). Perú: Centro Nacional de Datos Geofísicos.
- [Tav2002b] Tavera, H., Salas, H., Jiménez, C., Antayhua, Y., Fernández, E., Vilcapoma, L., Millones, J., Bernal, I., Zamudio, Y., Carpio, J., Agüero, C., Pérez-Pacheco, I., Rodríguez, S. y Alem, H. (2002). El terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio del 2001: Aspectos Sismológicos. *Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de datos geofísicos[s.n]*, p. 19 - 30.
- [Tav2003] Tavera, H., Manrique, M., Salas, H. y Fernández, E. (2003). Análisis del mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de junio de 2003 (Límite Perú - Brasil). *Instituto*

Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos, Sismología. (p. 1 - 8).

[Tav2005a] Tavera y Grupo de trabajo del CNDG (2005). Sismo intermedio del 25 de Setiembre 2005 ($7.0 M_L$), Departamento de San Martín - Perú. *Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos, Sismología.* (p. 1 - 11).

[Tav2005b] Tavera, H. y Bernal, I. (2005). Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde Oeste del Perú. *Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología, Instituto Geofísico del Perú*, (6), 89 - 102.

[Tav2006] Tavera, H., Bernal, I., Parillo, R., Jiménez, C. y Millones, J. (2006). El sismo del 20 de Octubre de 2006 ($6.4 M_W$). *Dirección de Sismología - CNDG, Instituto Geofísico del Perú* [s.n], p. 1 - 23.

[Tav2007] Tavera, H., Bernal, I. y Salas, H. (2007). El Sismo de Pisco del 15 de Agosto, 2007 ($7.9 M_w$). Departamento de Ica - Perú. *Informe Preliminar de la Dirección de Sismología - CNDG.* (p. 1 - 26).

[Tav2011a] Tavera, H. y Grupo de Sismología (2011). Sismo de Contamana - Loreto del 24 de Agosto del 2011 ($7.0 M_W$), Zona Oriental de la Región Central del Perú. *Informe Técnico del Instituto Geofísico del Perú, Dirección de Sismología*, (1), 1 - 12.

[Tav2011a] Tavera, H., Arredondo, L., Bernal, I., y Fernandez, E. (2011). Sismo de ICA del 28 de Octubre del 2011 ($6.8 M_w$). *Informe técnico de la Dirección de Sismología, IGP*(2), p. 5 - 23.

[Tav2014a] Tavera, H., Flores, E., Millones, J. y Guardia, P. (2014). Sismo de Coracora del 24 de Agosto de 2014 ($6.6 M_L$) Ayacucho. *Informe Técnico del Instituto Geofísico del Perú, Dirección de Sismología.* (2), 1 - 15.

[Tav2014b] Tavera, H. (2014). *Evaluación del peligro asociado a los sismos y efectos secundarios en Perú.* Perú: Biblioteca Nacional del Perú No 2014 - 11704.

[Tav2018] Tavera, H. (2018). Sismo de Lomas - Yauca del 14 de Enero de 2018 (Caravelí - Arequipa). *Aspectos sismológicos del Instituto Geofísico del Perú*, 1 - 15.

[Uri2008] Uribe, V. (2008). *Relación entre la topografía y la sismicidad en los andes peruanos.* Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima - Perú.

- [Univ2010] Universitam (2010). *Sismo en Brasil de 6.5 grados: Tiembla en Acre 24 de mayo de 2010*. Recuperado de <https://universitam.com/academicos/sismologia/sismo-en-brasil-de-6-5-grados-tiembla-en-acre-25-mayo-2010/>.
- [Udias2014] Udías, A., Madariaga, R. and Buforn, E. (2014). The seismic moment tensor. *Source Mechanisms of Earthquakes: Theory and Practice*. (p. 63 - 107). Reino Unido: [s. n.]
- [USGS2017] USGS, United States Geological Survey (2017). Recuperado el 05 mayo de 2017, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>.
- [Vela2009] Vela, Ch. (2009). Subdivisión de la Placa de Nazca en tres nuevas placas tectónicas y su incidencia con la sismicidad peruana actual. *Revista del Instituto de Investigaciones FIGMMG, UNMSM*, (12), 23, 77-87.
- [Vila2014] Vila, K. (2014). *Determinación 3D de la geometría de la placa de Nazca en el Perú y análisis del estado de esfuerzos* (Tesis de suficiencia investigadora). Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa - Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas - Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica, Arequipa, Perú.
- [Vitor2015] Vitor, D. (2015). *Tiembla la tierra en la frontera Brasil - Perú* (2015). Recuperado de <http://agenciabrasil.ebc.com.br/es/geral/noticia/2015-11/tembla-la-tierra-en-la-frontera-brasil-peru>.
- [Ville2016] Villegas, J., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire, J. and Nocquet, J. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, doi 10.1002/2016JB013080.
- [Zav2009] Zavala, B., Hermmans, R., Valderrama, P., Costa, C. y Rosado M. (2009). Procesos geológicos e intensidad macrosísmica inqua del sismo de Pisco del 15/08/2007, Perú. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (4), p. 760 - 770.